

**UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID**  
**FACULTAD DE GEOGRAFÍA E HISTORIA**  
**DEPARTAMENTO DE ANÁLISIS GEOGRÁFICO REGIONAL Y**  
**GEOGRAFÍA FÍSICA**



**TESIS DOCTORAL**

**Estudio comparado de las Rañas Españolas**

MEMORIA PARA OPTAR AL GRADO DE DOCTOR

PRESENTADA POR

Dolores Fernández Caballero

DIRIGIDA POR

Juan José Sanz Donaire

**Madrid, 2002**

ISBN: 978-84-8466-037-8

© Dolores Fernández Caballero, 1994

**DOLORES FERNÁNDEZ CABALLERO**

***"ESTUDIO COMPARADO DE LAS RAÑAS ESPAÑOLAS"***

Director: **Dr. D. Juan José SANZ DONAIRE**  
Catedrático de Geografía Física,  
Departamento de Análisis Geográfico Regional y Geografía Física,  
Universidad Complutense de Madrid.

**UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID**  
Facultad de Geografía e Historia  
Sección de Geografía  
Año 1994

***A mi esposo HILMI***

## ÍNDICE GENERAL

### Página

### CAPÍTULO I INTRODUCCIÓN

I.1	Objetivos del estudio	2
I.2	Motivo de la elección del tema	3
I.3	Delimitación del área de estudio	13

### CAPÍTULO II ESTADO DE LA CUESTIÓN: LAS RAÑAS

II.1	Estado de la cuestión: Las rañas	16
II.2	Conclusiones	83

### CAPÍTULO III CARACTERÍSTICAS GENERALES

III.1	Características generales de las áreas estudiadas. Marco general	89
III.2	Rañas	92
III.3	Situación Geográfica	93
III.4	Meseta Norte	94
III.4.1.	León	94
III.4.1.1.	Evolución de los conocimientos sobre el Terciario leonés	99
III.4.1.2.	El problema de las rañas al N de León	105
III.4.1.3.	Geología del entorno	106
III.4.1.4.	Hidrografía	108
III.4.1.5.	Clima	111
III.4.1.5.1	Temperaturas	113
III.4.1.5.2	Precipitaciones	115
III.4.1.5.3	El mosaico de los climas españoles	118
III.4.1.5.4	Características térmicas	125
III.4.1.5.4.1	Amplitud térmica	127
III.4.1.5.4.2	Período frío	127
III.4.1.5.4.3	Período cálido	128
III.4.1.5.5	Características pluviométricas	128
III.4.1.6	Vegetación	129
III.4.1.6.1	Piso supramediterráneo	131
III.4.1.7	Localización y descripción de las áreas de estudio	137
III.4.1.7.1	Complejo de abanicos silíceos	141
III.4.2	Segovia	146
III.4.2.1	Geología del entorno	148
III.4.2.2	Hidrografía	157
III.4.2.3	Clima	157
III.4.2.3.1	Condiciones climáticas	158
III.4.2.3.2	Veranos cortos y relativamente frescos	163
III.4.2.4	Vegetación	164
III.4.2.5	Localización y descripción de las áreas de estudio	167



Página

III.4.2.5.1	Rañas al Norte de Somosierra	167
III.4.2.5.1.1	Raña de Riaza	168
III.4.2.5.1.2	Raña de la Pinilla	172
III.5	Meseta Sur	175
III.5.1	Altiplanicies, páramos y llanuras	175
III.5.2	Guadalajara	178
III.5.2.1	Geología del entorno	180
III.5.2.2	Hidrografía	182
III.5.2.3	Clima	183
III.5.2.3.1	Los elementos climáticos	185
III.5.2.3.2	Oscilaciones térmicas	191
III.5.2.4	Vegetación	193
III.5.2.5	Localización y descripción de las áreas de estudio	194
III.5.3	Toledo	211
III.5.3.1	La "Meseta Cristalina de Toledo"	214
III.5.3.2	El anticlinorio de Sonseca-Navahermosa	222
III.5.3.3	Geología del entorno	227
III.5.3.4	Hidrografía	229
III.5.3.5	Clima	231
III.5.3.5.1	Período libre de heladas	236
III.5.3.6	Vegetación	239
III.5.3.7	Localización y descripción de las áreas de estudio	241
III.5.3.8	Suelos	250
III.5.4	Ciudad Real	253
III.5.4.1	Geología del entorno	257
III.5.4.2	Hidrografía	262
III.5.4.3	Clima	264
III.5.4.4	Vegetación	270
III.5.4.5	Localización y descripción de las áreas de estudio	272
III.5.5	Jaén	275
III.5.5.1	Sierra Morena	276
III.5.5.1.1	Borde sur de Sierra Morena	277
III.5.5.1.2	Sierra Morena Oriental	278
III.5.5.2	Geología del entorno	282
III.5.5.3	Hidrografía	282
III.5.5.4	Clima	286
III.5.5.5	Vegetación	294
III.5.5.5.1	Piso Mesomediterráneo	295
III.5.5.6	Localización y descripción de las áreas de estudio	297

**CAPÍTULO IV            METODOLOGÍA Y TÉCNICAS DE TRABAJO  
                                 UTILIZADAS EN LA INVESTIGACIÓN**

IV.1	Fotointerpretación y trabajos de campo	303
IV.1.1	Fuentes cartográficas de documentación	305
IV.1.1.1	Fotografías aéreas	307

	<u>Página</u>
IV.2    Análisis de las muestras	309
IV.2.1    Técnicas de laboratorio	309
IV.2.2    Técnicas de gabinete	310
IV.3    Técnicas de sedimentología	310
IV.2.1.1    El método empleado en la fracción gruesa	312
IV.2.1.2    Fracción gruesa	313
IV.2.1.2.1    Comentario de las gráficas de la distribución de tamaños de la fracción gruesa	360
IV.2.1.3    Composición litológica	377
IV.2.1.4    Morfometría	379
IV.2.1.5    Correlaciones	414
IV.2.1.6    Textura. Fase sólida inorgánica del suelo	419
IV.2.1.6.1    Tipos de textura	420
IV.2.1.6.2    Porcentaje de todas las fracciones	423
IV.2.1.7    Análisis granulométrico de la fracción arena	426
IV.2.1.7.1    Curvas de frecuencias acumuladas	439
IV.2.1.7.1.1    Interpretación de las curvas acumuladas	440
IV.2.1.7.2    Estadística de las arenas. Comentarios de las medidas de dispersión	453
IV.2.1.7.2.1    Interpretación de las gráficas de papel probabilístico	455
IV.2.1.8    Métodos experimentales	463
IV.2.1.8.1    Toma de muestras	463
IV.2.1.8.2    Preparación de las muestras	463
IV.2.1.8.3    Análisis mecánico	464
IV.2.1.8.4    Extracción de la fracción fina	464
IV.2.1.9    Estudio por difracción de rayos X	466
IV.2.1.9.1    Obtención de diagramas de polvo	468
IV.2.1.9.2    Obtención de diagramas de agregados orientados sin tratamiento	472
IV.2.1.9.3    Obtención de diagramas de A.O. solvatados con etilenglicol	473
IV.2.1.9.4    Obtención de diagramas de A.O. calentados a 550°C	473
IV.2.1.9.5    Resultados experimentales	473
IV.2.1.9.6    Discusión y conclusiones	486
IV.2.1.9.6.1    León	501
IV.2.1.9.6.2    Segovia	501
IV.2.1.9.6.3    Guadalajara	502
IV.2.1.9.6.4    Toledo	503
IV.2.1.9.6.5    Ciudad Real	503
IV.2.1.9.6.6    Jaén	503
IV.2.1.10    Espectroscopía infrarroja	504
IV.2.1.10.1    Breve descripción de la técnica aplicada	504
IV.2.1.10.2    Métodos de obtención de espectros y preparación de muestras	506

	<u>Página</u>
IV.2.1.10.3 Parte experimental	507
IV.2.1.10.4 Instrumentación	507
IV.2.1.10.5 Espectrometría de infrarrojo medio	507
IV.2.1.10.6 Medio dispersante KBr	509
IV.2.1.10.7 Resultados	510
IV.2.1.10.8 Vibraciones OH y H-O-H	522
IV.2.1.11 Análisis de granitos	527
IV.2.1.11.1 Obtención y precisión de los resultados	527
IV.2.1.11.2 Procedimiento operatorio	528
IV.2.1.11.3 Pérdida al fuego	528
 CAPÍTULO V ESTUDIO DE LA EXOSCOPIA DE LOS GRANOS DE CUARZO DE LA RAÑA	
V.1 Introducción	531
V.1.1 Antecedentes y evolución del concepto exoscopia	531
V.1.2 Análisis espectral	536
V.1.3 Técnica aplicada y características del equipo	537
V.2 Estudio experimental	538
V.2.1 Muestras fracturadas y levemente atacadas	538
V.2.2 Muestras atacadas con fluorhídrico	554
V.2.3 Muestras atacadas por ácidos oxálico y acético	561
V.3 Estudio de las muestras de campo	572
V.3.1 Villarroquel (León)	578
V.3.2 Secarejo (León)	584
V.3.3 La Velilla (León)	584
V.3.4 Riaza (Segovia)	601
V.3.5 Gascueña (Guadalajara)	619
V.3.6 Hiendelaencina (Guadalajara)	625
V.3.7 Puebla de Valles (Guadalajara)	643
V.3.8 Viñuelas (Guadalajara)	646
V.3.9 San Juan de Dios (Toledo)	657
V.3.10 La Higuera (Toledo)	660
V.3.11 El Viso del Marqués (Ciudad Real)	667
V.3.12 Santa Elena (Jaén)	673
V.4 Consideraciones finales	695
V.5 Muestra de canto ferruginizado	696
 A MODO DE CONCLUSIÓN	 704
 BIBLIOGRAFÍA	 709

## ÍNDICE DE FIGURAS

Figura nº:	<u>Página</u>
2.1 Publicaciones de la raña por provincias	87
2.2 Publicaciones por génesis	87
3.1 Localización de las áreas de estudio	95
3.2 Mapa de localización de las rañas en la provincia de León	97
3.3 Mapa geomorfológico de La Robla (León)	101
3.4 Mapa geológico de La Robla (León)	103
3.5 Mapa geológico provincial	107
3.6 Temperaturas medias anuales	114
3.7 Precipitaciones medias anuales	116
3.8 Distribución de los climas españoles	119
3.9 Isotherma anual de León	123
3.10 Isoyeta anual de León	123
3.11 Diagrama ombrotérmico de Villameca (León)	124
3.12 Diagrama de temperaturas de Villameca (León)	126
3.13 Diagrama de precipitaciones de Villameca (León)	130
3.14 Pisos bioclimáticos de la Península Ibérica	132
3.15 Mapa de situación geográfica de las estaciones de León	138
3.16 Mapa geomorfológico de las rañas de León	139
3.17 Mapa de localización de las rañas en la provincia de Segovia	149
3.18 Mapa geológico provincial de Segovia	150
3.19 Isotherma anual de Segovia	159
3.20 Isoyeta anual de Segovia	159
3.21 Diagrama ombrotérmico de La Granja (Segovia)	160
3.22 Diagrama de temperaturas de La Granja (Segovia)	162
3.23 Diagrama de precipitaciones de La Granja (Segovia)	165
3.24 Mapa de situación geográfica de las estaciones de Segovia	169
3.25 Rañas de Riaza	174
3.26 Mapa de localización de las rañas en la provincia de Guadalajara	179
3.27 Mapa geológico provincial	181
3.28 Isotherma anual de Guadalajara	187
3.29 Isoyeta anual de Guadalajara	187
3.30 Diagrama ombrotérmico de Atienza (Guadalajara)	188
3.31 Diagrama de temperaturas de Atienza (Guadalajara)	190
3.32 Diagrama de precipitaciones de Atienza (Guadalajara)	192
3.33 Mapa de situación geográfica de la zona N de Guadalajara	197
3.34 Rañas de la zona N de Guadalajara	199
3.35 Mapa de situación geográfica de la zona S de Guadalajara	204
3.36 Rañas de la zona S de Guadalajara	209
3.37 Corte geológico de Toledo	213
3.38 Esquema de la Meseta Cristalina de Toledo	215
3.39 Mapa de localización de las rañas en la provincia de Toledo	224
3.40 Mapa geológico provincial	228
3.41 Isotherma anual de Toledo	233
3.42 Isoyeta anual de Toledo	233
3.43 Diagrama ombrotérmico de Villarejo de Montalbán (Toledo)	234

Figura nº:	Página
3.44 Diagrama de temperaturas de Villarejo de Montalbán (Toledo)	235
3.45 Diagrama de precipitaciones de Villarejo de Montalbán	238
3.46 Mapa de situación geográfica de la zona S de Toledo	242
3.47 Mapa de situación geográfica de la zona de los Montes de Toledo	243
3.48 Rañas de Toledo	245 bis
3.49 Rañas de Toledo	248
3.50 Mapa de situación geográfica de Ciudad Real	256
3.51 Mapa geológico provincial	258
3.52 Isotherma anual de Ciudad Real	265
3.53 Isoyeta anual de Ciudad Real	265
3.54 Diagrama ombrotérmico de Encomienda de Tudela (Ciudad Real)	266
3.55 Diagrama de temperaturas de Encomienda de Tudela (Ciudad Real)	268
3.56 Diagrama de precipitaciones de Encomienda de Tudela (Ciudad Real)	269
3.57 Mapa de localización de las rañas de Ciudad Real	273
3.58 Rañas de Ciudad Real	274
3.59 Mapa de localización de las rañas en la provincia de Jaén	279
3.60 Rañas de Jaén	281
3.61 Mapa geológico provincial	283
3.62 Isotherma anual de Jaén	288
3.63 Isoyeta anual de Jaén	288
3.64 Diagrama ombrotérmico de El Centenillo (Jaén)	289
3.65 Diagrama de precipitaciones de La Carolina El Puntal (Jaén)	290
3.66 Diagrama de precipitaciones de Santa Elena (Jaén)	291
3.67 Diagrama de precipitaciones de La Carolina (Jaén)	293
3.68 Mapa de situación geográfica de Jaén	297
4.1 Análisis de regresión entre la distancia y la mediana de León	319
4.2 Análisis de regresión entre la distancia y la media de Guadalajara N	322
4.3 Análisis de regresión entre la distancia y la media de las estaciones de Puebla de Valles	323
4.4 Análisis de regresión entre la distancia y la media de Guadalajara S	324
4.5 Análisis de regresión entre la distancia y la media de Toledo	325
4.6 Análisis de regresión entre el centilo y la arcilla	328
4.7 Mapa de variación de la Kurtosis en las rañas estudiadas	358
4.8 Representación tridimensional de la Kurtosis desde el NW hacia el SE	359
4.9 a 4.33 Granulometría de la fracción gruesa	362 a 374
4.34 Cantos mostrando el proceso de deshidratación	378
4.35 Nomenclatura de los puntos significativos de los cantos de la raña	380
4.36 a 4.59 Histogramas	382 a 393
4.60 Diagrama de relaciones morfométricas	397
4.61 León Id	406
4.62 Segovia Id	407
4.63 Guadalajara N Id	408
4.64 Guadalajara S Id	409
4.65 Toledo Id	410
4.66 Diagrama triangular	422
4.67 Guadalajara S	424
4.68 a 4.76 Curvas acumulativas	434 a 438 bis

<b>Figura nº:</b>	<b><u>Página</u></b>
4.77 Curvas de León	441
4.78 Curvas de Segovia	443
4.79 Curvas de Guadalajara N	444
4.80 Curvas de Guadalajara S	446
4.81 Curvas de Guadalajara S	447
4.82 Curvas de Toledo	448
4.83 Curvas de Toledo	449
4.84 Curvas de Ciudad Real	451
4.85 Curvas de Jaén	452
4.86 a 4.96 Curvas acumuladas de las arenas	457 a 462
4.97 a 4.108 Difractogramas de polvo	476 a 485
4.109 a 4.118 Difractogramas de A.O.	491 a 499
4.119 a 4.128 Difractogramas de I.R.	511 a 520
4.129 Vibraciones fundamentales del agua	523
5.1 Difractograma foto 20	553
5.2 Difractograma foto 20	553
5.3 Difractograma foto 31	564
5.4 Difractograma foto 32	564
5.5 Difractograma foto 33	565
5.6 Difractograma foto 34	565
5.7 Difractograma foto 35	569
5.8 Difractograma foto 35	569
5.9 Difractograma foto 35	570
5.10 Difractograma foto 36	570
5.11 Difractograma foto 36	571
5.12 Difractograma foto 37	571
5.13 Difractograma foto 39	575
5.14 Difractograma foto 40	575
5.15 Difractograma foto 41	576
5.16 Difractograma foto 53	588
5.17 Difractograma foto 58	592
5.17 Difractograma foto 58	592
5.18 Difractograma foto 60	592
5.19 Difractograma foto 67	600
5.20 Difractograma foto 71	600
5.21 Difractograma foto 78	608
5.22 Difractograma foto 81	612
5.23 Difractograma foto 81	612
5.24 Difractograma foto 81	613
5.25 Difractograma foto 81	613
5.26 Difractograma foto 85	617
5.27 Difractograma foto 87	618
5.28 Difractograma foto 89	618
5.29 Difractograma foto 101	632
5.30 Difractograma foto 103	632
5.31 Difractograma foto 104	633

	<u>Página</u>
5.32 Difractograma foto 106	633
5.33 Difractograma foto 107	640
5.34 Difractograma foto 108	640
5.35 Difractograma foto 110	641
5.36 Difractograma foto 111	641
5.37 Difractograma foto 114	642
5.38 Difractograma foto 117	642
5.39 Difractograma foto 188	694
5.40 Difractograma foto 189	699
5.41 Difractograma foto 189	699
5.42 Difractograma foto 190	700
5.43 Difractograma foto 191	700

## ÍNDICE DE CUADROS

Cuadro N°	<u>Página</u>
3.1. Situación geográfica y años de observación de las estaciones climatológicas	117
3.2 Temperaturas y precipitaciones de Villameca (León)	121
3.3 Régimen de temperaturas de Villameca (León)	125
3.4 Temperaturas y bioclimatología	134
3.5 Temperaturas y precipitaciones de La Granja (Segovia)	158
3.6 Régimen de temperaturas de La Granja (Segovia)	161
3.7 Temperaturas y precipitaciones de Atienza (Guadalajara)	186
3.8 Régimen de temperaturas de Atienza (Guadalajara)	189
3.9 Temperaturas y precipitaciones de Villarejo de Montalbán (Toledo)	232
3.10 Régimen de temperaturas de Villarejo de Montalbán (Toledo)	236
3.11 Equivalencia de suelos	254
3.12 Temperaturas y precipitaciones Encomienda de Mudela (Ciudad Real)	264
3.13 Régimen de temperaturas de Encomienda de Mudela (Ciudad Real)	267
3.14 Temperaturas y precipitaciones de El Centenillo (Jaén)	287
3.15 Régimen de temperaturas de El Centenillo (Jaén)	292
4.1 Metodología de trabajo	304
4.2 Principales estadísticos de la fracción gruesa	315
4.3 Resumen entre la relación de la Md y el coeficiente de León	318
4.4 Resumen entre la relación de la Md y el coeficiente de Segovia	320
4.5 Resumen entre la relación de la Md y el coeficiente de Guadalajara	320
4.6 Resumen entre la relación de la Md y el coeficiente de Toledo	321
4.7 Proporción de arenas, limo y arcilla	327
4.8 a 4.32 Principales estadísticos de los cantos de todos los tamaños	330 a 354
4.33 Resumen de las Md de los Índices morfométricos	396
4.34 Parámetros e Índices de desgaste de cantos	399
4.35 Índice de desgaste	415
4.36 Índice de aplanamiento	416
4.37 Índice de disimetría	417
4.38 Distribución granulométrica % de las estaciones de León	423
4.39 Distribución granulométrica % de las estaciones de Segovia	425
4.40 Distribución granulométrica % de las estaciones de Guadalajara	425
4.41 Distribución granulométrica % de las estaciones de de Toledo	425
4.42 Distribución granulométrica % de las estaciones de Ciudad Real y Jaén	426
4.43 y 4.44 Principales estadísticos de parámetros e índices granulométricos en mm de León y Segovia	428
4.45 Principales estadísticos de parámetros e índices granulométricos en mm de Guadalajara	429
4.46 y 4.47 Principales estadísticos de parámetros e índices granulométricos en mm de Toledo, Ciudad Real y Jaén	430
4.48 y 4.49 Principales estadísticos de parámetros e índices granulométricos en escala $\phi$ de León y Segovia	431



<b>Cuadro N°</b>		<b><u>Página</u></b>
<b>4.50</b>	<b>Principales estadísticos de parámetros e índices granulométricos en escala <math>\varphi</math> de Guadalajara</b>	<b>432</b>
<b>4.51 y 4.52</b>	<b>Principales estadísticos de parámetros e índices granulométricos en escala <math>\varphi</math> de Toledo, Ciudad Real y Jaén</b>	<b>433</b>
<b>4.53</b>	<b>Análisis semicuantitativos por difracción de rayos X en % de León</b>	<b>487</b>
<b>4.54</b>	<b>Análisis semicuantitativos por difracción de rayos X en % de Segovia</b>	<b>488</b>
<b>4.55 a 4.57</b>	<b>Análisis semicuantitativos por difracción de rayos X en % de Guadalajara, Toledo, Ciudad Real y Jaén</b>	<b>489</b>
<b>4.58</b>	<b>Frecuencias de vibración de carbonatos, sílice, feldespatos, mica y caolín</b>	<b>526</b>
<b>4.59</b>	<b>Análisis de granitos</b>	<b>529</b>
<b>5.1</b>	<b>Características generales de los diferentes tipos de microscopía</b>	<b>536</b>

## ÍNDICE DE FOTOS

Foto n°:		<u>Pagina</u>
----------	--	---------------

### Capítulo IV

1	Equipo utilizado en difracción de rayos X	470
2	Espectrofotómetro utilizado	508
3	Molde para la obtención de comprimidos	508

### Capítulo V

1 - 2	Fotos 5821-5822	540
3 - 4	Fotos 5823-5824	541
5 - 6	Fotos 5825-5826	543
7 - 8	Fotos 5827-5828	544
9 -10	Fotos 5829-5830	546
11-12	Fotos 5831-5832	547
13-14	Fotos 5890-5891	548
15-16	Fotos 6075-6076	549
17-18	Fotos 6077-6078	551
19-20	Fotos 6079-6080	552
21-22	Fotos 6081-5892	555
23-24	Fotos 5893-5894	556
25-26	Fotos 5895-5896	557
27-28	Fotos 5897-5898	559
29-30	Fotos 5899-5900	560
31-32	Fotos 8492-8493	562
33-34	Fotos 8494-8495	563
35-36	Fotos 8496-8497	567
37-38	Fotos 8826-8827	568
39-40	Fotos 8828-8829	573
41-42	Fotos 8830-6011	574
43-44	Fotos 6012-6013	579
45-46	Fotos 6014-6015	581
47-48	Fotos 6016-6017	582
49-50	Fotos 6018-6019	583
51-52	Fotos 654 - 655	585
53-54	Fotos 656 - 657	586
55-56	Fotos 658 - 773	587
57-58	Fotos 774 - 775	590
59-60	Fotos 776 - 777	591
61-62	Fotos 778 - 779	594
63-64	Fotos 780 - 838	595
65-66	Fotos 839 - 840	596
67-68	Fotos 841 - 842	598

Foto nº		<u>Página</u>
69-70	Fotos 843 - 844	599
71-72	Fotos 845 - 846	602
73-74	Fotos 3232-3233	603
75-76	Fotos 3234-3235	605
77-78	Fotos 3236-9908	606
79-80	Fotos 279 - 280	607
81-82	Fotos 281 - 282	610
83-84	Fotos 283 - 284	611
85-86	Fotos 285 - 335	615
87-88	Fotos 336 - 652	616
89-90	Fotos 653 -5229	620
91-92	Fotos 5230-5231	621
93-94	Fotos 5232-5233	623
95-96	Fotos 5234-5235	624
97-98	Fotos 5236-5237	626
99-100	Fotos 5238-5239	627
101-102	Fotos 989 - 990	629
103-104	Fotos 991 - 992	630
105-106	Fotos 993 - 994	631
107-108	Fotos 1252-1253	635
109-110	Fotos 1255-1256	636
111-112	Fotos 1618-1619	637
113-114	Fotos 1620-1621	638
115-116	Fotos 1622-1623	639
117-118	Fotos 1624-1625	644
119-120	Fotos 1626-3237	645
121-122	Fotos 3238-3239	647
123-124	Fotos 3240-3241	648
125-126	Fotos 3242-3349	649
127-128	Fotos 3350-3351	650
129-130	Fotos (s/n)-3352	652
131-132	Fotos 3353-3354	654
133-134	Fotos 3355-3356	655
135-136	Fotos 3357-3358	656
137-138	Fotos 3359-3136	658
139-140	Fotos 3137-3138	659
141-142	Fotos 3139-3140	661
143-144	Fotos 3141-3142	662
145-146	Fotos 3428-3429	663
147-148	Fotos 3430-3431	665
149-150	Fotos 3432-3433	666
151-152	Fotos 3434-5607	668
153-154	Fotos 5609-5692	669
155-156	Fotos 5693-5694	671
157-158	Fotos 5695-5696	672
159-160	Fotos 5697-5698	674

Foto nº		<u>Página</u>
161-162	Fotos 5699-5382	675
163-164	Fotos 5383-5384	677
165-166	Fotos 5385-5386	678
167-168	Fotos 5387-5388	679
169-170	Fotos 5389-5390	680
171-172	Fotos 5391-5392	682
173-174	Fotos 5393-5446	683
175-176	Fotos 5447-5448	684
177-178	Fotos 5449-5450	686
179-180	Fotos 5451-5530	687
181-182	Fotos 5531-5533	689
183-184	Fotos 5534-5535	690
185-186	Fotos 5536-5537	692
187-188	Fotos 5538-9909	693
189-190	Fotos 7954-7955	697
191-192	Fotos 7956-7957	702
193-194	Fotos 7958-7959	703

## ÍNDICE DE TABLAS

### Página

#### Capítulo IV

I	Poderes reflectantes de algunos minerales (polvo)	474
II	Poderes reflectantes de minerales de la arcilla en (A.O.)	475
III	Valores medios en Å de las líneas de difracción	500

#### Capítulo V

V.I	Caracteres superficiales de los granos de cuarzo	577
-----	--	-----

## AGRADECIMIENTOS

Este apartado es muy emotivo, por lo que resulta muchas veces difícil establecer un orden de prioridades a la hora de los agradecimientos de las personas que de una manera u otra han influido en mi formación y vocación por la Geografía con sus enseñanzas y ejemplo, ya que como en mi caso, son muchas las personas a las que debo el haber empezado y terminado esta Tesis Doctoral, la cual exige un gran esfuerzo y dedicación, que todavía se ven incrementados aún más, cuando la investigación debe hacerse compatible con una continua labor de trabajo. Por ello, es fundamental el poder contar con personas que tanto humana como científicamente, ayuden y apoyen esta labor prolongada y hasta ahora callada, que en muchas ocasiones llega a alcanzar el desaliento.

Todo lo anteriormente expuesto, unido al entusiasmo que desde edad muy temprana despertó mi padre en mí, por la naturaleza allá por tierras andaluzas, y más tarde a través de los estudios de Geomorfología, primero teóricos y más tarde complementados con excursiones realizadas a lo largo de unos años, me motivó a buscar las causas y los fenómenos transformadores del relieve, y que han dado lugar al aspecto que podemos observar actualmente en nuestros sistemas montañosos y cuencas fluviales.

En primer lugar y como es lógico, quiero expresar mi agradecimiento al Dr. D. Juan José Sanz Donaire, Director de esta Tesis Doctoral, agradecimiento no sólo por su dirección, consejos, ayuda y orientación científica, sino también por la confianza y apoyo moral constante en los momentos difíciles de dudas, y desánimo, que siempre suelen aparecer durante estas tareas, superando, con mucho, el límite de lo acostumbrado en estas circunstancias, y finalmente el que al aceptar este trabajo, sobresaturado como estaba en otros muchos temas de investigación y docencia, confió en que podríamos llevar a cabo el presente trabajo.

Mi agradecimiento al Dr. D. Jesús Muñoz, porque me inició en el trabajo informático, y me prestó su ayuda y colaboración en todo momento.

Al Dr. D. José Manuel Brell Parladé, director del Departamento de Estratigrafía de la Facultad de Ciencias Geológicas de la Universidad Complutense, por la aportación de su valiosa experiencia y ayuda en resolver algunos problemas que han ido surgiendo a lo largo de nuestra investigación.

Al Departamento de Química del Instituto Eduardo Torroja, que desde haberme recibido siempre con los brazos abiertos, me han ofrecido su laboratorio para realizar los trabajos de Espectrometría de Infrarrojos y Difracción de Rayos X, a Dr. D. Tomás Vázquez y al Dr. D. José Luis Sagrera, por su orientación y consejos.

Al Centro del Microscopio Electrónico de la Universidad Complutense de Madrid.

Igualmente a las Doctoras D<sup>a</sup> Ascensión Pinilla y D<sup>a</sup> M<sup>a</sup> Jesús Martínez, del Instituto de Ciencias Medioambientales.

Asimismo, quiero expresar mi gratitud a mis distintos jefes, que hicieron posible el que pudiera compaginar el trabajo de laboratorio y el cotidiano de mi jornada laboral, dándome todas las facilidades.

También tengo que recordar a mis compañeros de trabajo D. Manuel Quintanilla, que me ayudó y asesoró en el trabajo informático y estadístico. A D. Jesús Monge y D. Rafael Moris, que realizaron la delineación de los mapas y gráficos. A Marisol Díaz Páramo, que ha mecanografiado y realizado todas las tablas, y cuadros de este trabajo y a todos mis compañeros y amigos en general, que han colaborado en la realización de esta Tesis.

No quiero olvidar en este apartado a mi marido, que me acompañó y ayudó, en el trabajo de campo y en las tareas estadísticas.

## ***CAPITULO I***

### ***INTRODUCCIÓN***



# **CAPITULO I. INTRODUCCIÓN**

## **I.1 OBJETIVOS DEL ESTUDIO**

Los objetivos a conseguir mediante este estudio los podemos resumir en:

- Contribuir a un mayor conocimiento geomorfológico de las rañas de las distintas áreas que hemos seleccionado.
- Poner de manifiesto la diversidad de las rañas españolas, con el fin de profundizar en el tema de una posible génesis única o bien una poligenia.
- Conocer el medio físico (morfología, clima, suelo y vegetación) de estas rañas en la actualidad, tratando de ver su evolución a través del tiempo transcurrido desde su formación. Para ello se ha recurrido al estudio mineralógico y textural de los elementos de las distintas fracciones de sus suelos, con el fin de poder indicar los posibles cambios en las áreas de procedencia de los materiales.
- Intentar aclarar lo que piensan otros autores y lo que pensamos nosotros sobre las rañas. Pues aunque es amplia la extensión de la raña, aún presenta dificultades, no sólo de interpretación genética, sino incluso en algunas ocasiones de definición. Tal sucede, por ejemplo, en zonas meridionales de la Cantábrica en donde el Terciario es detrítico y aparece, a veces cubierto por una fina película de raña.
- Contribuir al desarrollo de la investigación sobre la exoscopía del cuarzo, mediante la Microscopía Electrónica de Barrido, ya que por medio de los caracteres superficiales de los granos, se puede deducir el medio de sedimentación de las arenas, es decir, conocer su historia.
- Comprobar la utilidad de las técnicas empleadas en el estudio de las rañas, tratando de averiguar cómo los procesos acaecidos sobre los materiales han influido en la composición mineralógica y microtextural de las arenas y de las arcillas.

El enfoque pluridisciplinar de la presente Tesis, ha hecho posible el doble aspecto geológico-geográfico de sus resultados.

## **I.2 MOTIVO DE LA ELECCIÓN DEL TEMA**

El trabajo de la Memoria de Licenciatura ya consistió en un Estudio Geomorfológico de algunas rañas de Somosierra (Sistema Central Español).

El estudio resultó significativo e interesante, despertando nuestro interés. Por ello consideramos, para completarlo y tener más datos en que apoyarnos, -y que pudiera ayudarnos a una mayor comprensión de la génesis de la raña-, ampliar el área y hacer un estudio comparado de otras rañas en España.

Se han aplicado más técnicas de laboratorio que las utilizadas entonces, como son: granulometría exhaustiva, morfometría, difracción de rayos X, espectroscopía infrarroja, exoscopía y microanálisis.

Finalmente, aunque el tema elegido, ya ha sido tratado por otros investigadores, (como los profesores Hernández Pacheco, Solé Sabarís, Gómez de Llarena, Espejo Serrano, etc.), nos ha parecido muy interesante hacer este estudio de las rañas, por la relevante importancia que poseen y que se destaca esquemáticamente a continuación:

### **1) Importancia espacial y territorial: ¿dónde se sitúan?**

Las rañas se sitúan en el Macizo Hespérico, donde están relacionadas, de una forma más o menos directa con los afloramientos cuarcíticos de sus sierras, apoyándose normalmente sobre una superficie de erosión de tipo glacis-piedemont. Se encuentran al pie de la terminación oriental del Sistema Central; en la vertiente de los Montes de Toledo, que cae a la cuenca occidental del Tajo; en la llanura manchega Sierra Morena, al S de la Cantábrica y Montes de León, etc. Son por lo tanto un hecho morfológico y sedimentario muy extendido.

### **¿Por qué allí especialmente?**

Porque al ser un piedemonte de origen fluvial, se establecen una vez colmatadas las cuencas terciarias, durante el Neógeno superior, posiblemente como resultado de un cambio climático y un desajuste tectónico generalizado en el centro de España, siendo anterior a la primera terraza de los cursos fluviales actuales, y constituyendo amplias plataformas llanas que cubren casi todos los valles apalachianos definidos sobre las estructuras hercínicas. Hacen en muchos casos de divisoria de aguas entre cuencas diferentes. De ello se deduce que son más antiguas que los niveles de terraza y que se generaron con anterioridad el encajamiento de la actual red fluvial.

### **¿Fueron un sedimento generalizado o constituyeron sólo depósitos locales?**

El carácter de los sedimentos de las rañas constituyeron sólo depósitos detríticos a la salida de los valles montañosos originando enormes conos de deyección con forma de "abanico" y llanuras aluviales de piedemonte, encajados por debajo de las plataformas anteriores y que se relacionan ya con los sistemas actuales. Según algunos autores su génesis se asocia a una fase tectónica en el Villafranquiense, hacia los 2 M.a., y su desarrollo no es general debido a que la litología que la caracteriza (cantos y gravas de cuarcitas) está condicionada por la litología del área fuente. De hecho, en otros lugares de la Meseta existen formaciones que cronológica y geomorfológicamente podrían corresponderse con las rañas del W peninsular.

### **¿Cuánta extensión poseen hoy?**

Las rañas que en su día debieron constituir unidades de vasta extensión, actualmente aparecen fraccionadas en una serie de superficies independientes separadas por ríos y arroyos que ejercen una intensa acción erosiva remontante sobre las mismas. Como resultado de ello, se han desarrollado un sistema de valles de direcciones radiales y a veces paralelas, según las distintas áreas, que limitan una sucesión de mesas alargadas que a modo de tentáculos, arrancan de la parte superior o cabecera de la formación, aun no alcanzada por

la acción remontante de los cursos de agua y se extienden a lo largo de kilómetros, de modo que el conjunto en planta, recuerda a la palma de una mano con los dedos extendidos y separados.

#### **¿Qué queda de la extensión original?**

Es evidente que las vastas superficies de las rañas actuales no son sino el resto de depósitos muchos más extensos, al haberse desmembrado y reducido al actual estado que tienen las superficies aisladas a las que han quedado reducidas, como consecuencia de que en los tiempos cuaternarios, la acción erosiva, remontante en el borde de los llanos fluviales, continúa destruyendo parcialmente los depósitos de la raña, colmatándose totalmente las depresiones fluviolacustres a expensas fundamentalmente de los depósitos pliocenos erosionados y se establece definitivamente el encajamiento de la red fluvial actual, al cesar los movimientos de basculación y desnivelación en el macizo Hespérico, fase o ciclo del que no hemos salido en la actualidad.

#### **2) Importancia paisajística: llanadas al pie de los montes**

##### **¿Unidas o separadas respecto de los mismos?**

Se trata de un relieve aislado o desconectado del área fuente de los sedimentos fluvio-torrenciales que lo constituyen. Son los casos más evidentes y claros. No obstante existen otros casos en los que hay continuidad geográfica con las laderas de las estribaciones montañosas.

##### **¿Con aspecto de mesas, vastas planicies o cerros aislados?**

En algunos casos aparecen como mesas colgadas a mucho más de un centenar de metros sobre los ríos actuales; en otros ofrecen un aspecto palmeado a modo de manos con los dedos abiertos, siendo la muñeca el punto del cual proceden, y las digitaciones el efecto de la incisión más o menos profunda de la red fluvial (generalmente incipiente) centrífuga a partir del lugar más elevado, (Sanz Donaire, 1986).

### 3) Importancia geológica: **¿cómo se generaron?**

En la formación de la raña (como dice Alía Medina, 1945), hay que tener en cuenta dos factores: la aridez climática y la horizontalidad de formas, factor este último que viene dado por el basculamiento que motivó el cambio de la red pliocena a la actual cuaternaria.

Hernández Pacheco, F. (1965) indica que la génesis de las rañas se relaciona con un proceso de arrasamiento, tal vez consecuencia de los violentos arrastres provocados por las aguas de arroyada sin encauzar.

Este fenómeno se relaciona, con frecuencia, con la existencia de unas condiciones climáticas más áridas que las actuales, bajo las cuales se producían precipitaciones, irregularmente distribuidas a lo largo del ciclo anual.

Como todavía no se había producido el encajamiento de la red fluvial, las aguas debían circular de forma generalizada, sin encauzar, arrasando las formas más sobresalientes, topográficamente hablando.

Nosotros pensamos, como la mayoría de los autores, que las rañas se generaron bajo un clima de características continentales áridas o semiáridas, bajo el que se produjo el transporte de estos materiales, a través de aguas de arroyadas generalizadas y la deposición de los mismos en áreas alejadas de las sierras.

**¿Ha habido un único proceso de formación, o puede resultar la raña de procesos convergentes?**

Según Vidal Box, la raña no es un proceso morfológico único, de resultado igualmente único.

Mabesoone opina para la raña de Guardo que su formación está sujeta a dos etapas diferenciadas: un pediment previo, y una fosilización y recubrimiento de dicho pediment por las graveras, coincidiendo con un clima árido.

### **¿De qué época o épocas?**

Su edad la datamos en el período Villafranchiense, o sea, en el intervalo entre el Plioceno Superior y el Pleistoceno. Sin embargo hay autores que opinan que deben ser plenamente cuaternaria.

### **¿Uno o varios episodios?**

Según San José Lancha, hay dos momentos: uno primero en que los materiales son arrastrados de la alineaciones y conjuntos montañosos mediante generalizados sistemas torrenciales y depositados a sus pies; y otro después en el que estos depósitos son extendidos mediante mecanismos de escorrentía difusa y de manto hasta adquirir la forma de glacis que en la actualidad presentan.

### **¿Representan o no casos únicos en España?**

Gehrenkemper (1978) ya comenta la relación de estos sedimentos con otros de Irán. Geológicamente se han asociado a las fosas tectónicas-postorogénicas, por lo que se ha hablado de depósito "tipo raña", en el Estefaniense, Triásico, Mioceno, etc.

### **¿Pueden ser utilizadas como formación guía?**

Dada la complejidad, todavía no resuelta, del número de rañas existentes, si se trata de dos o más episodios, es aun prematuro decidir sobre la capacidad de uso estratigráfico de esta formación como nivel-guía.

#### **4) Importancia edáfica: formación continental que inmediatamente se edafiza**

Como algunos autores han destacado se inicia un largo proceso de edafización con la estabilización de la superficie Post-Pliocena; continúa el proceso de caolinización y una intensa movilización de arcilla. También comienza un proceso de débil rubefacción frenado por la hidromorfía.

### **¿Qué evolución ha tenido?**

Hemos de tener en cuenta que los suelos desarrollados en áreas de rañas, tienen un fuerte grado de evolución, un horizonte arenoso y con gravas en superficie y fuerte acumulación de arcilla en los horizontes subsuperficiales. Hidromorfía, segregaciones del hierro y manganeso ...

Los suelos de las rañas muy alterados y sin apenas minerales meteorizables en la fracción arena, presentan segregación de óxidos de Fe en los horizontes subsuperficiales que comunica a los mismos un característico abigarramiento de colores que afecta tanto a la matriz como a los elementos gruesos, que se produjo con posterioridad a la génesis de los horizontes B<sub>t</sub> (argílicos). Los óxidos totales aumentan con la profundidad debido al lavado y al pobre drenaje de los horizontes arcillosos. La evolución de estos suelos, a veces está condicionada y afectada por procesos de pseudogleyización debidos a hidromorfía temporal que se manifiesta en el color de los materiales, presencia de minerales de arcilla interestratificados, acumulación de óxidos, etc. Los contenidos de manganeso "libres" en la formación detrítica de la raña, son por lo general despreciables. Estos contenidos tan bajos los consideramos derivados del alto grado de acidez del medio (y de su grado de hidromorfismo), que ha facilitado su disolución y lavado.

### **¿Es la antigüedad la responsable de la gran intensidad de ciertos procesos?**

Las características de sus suelos y el grado de alteración de los cantos y bloques cuarcíticos son análogas a las de los suelos desarrollados sobre las formaciones de raña, como las más viejas de las hasta ahora estudiadas en España. Posiblemente se trate de los suelos más viejos de Europa.

#### **5) Importancia agraria: ¿qué utilidad puede tener para los cultivos?**

La potencialidad agraria es reducida, por lo que estos suelos no son susceptibles de cultivar.

El abandono de las tierras cultivadas sobre estas superficies ha sido considerable en los últimos tiempos, estando ahora cubierto por especies herbáceas arbustivas espontáneas.

Los investigadores que han estudiado su importancia agraria, coinciden en que existen unas limitaciones para el uso agrícola de los suelos de raña, derivadas de las propiedades físicas y químicas de éstos, así como de algunos de sus rasgos morfológicos (Espejo, R. 1987).

#### **¿Puede tener uso forestal?**

El tipo de vegetación, unido a las propiedades físicas de los suelos (textura y estructura) condiciona las características hidromórficas de los perfiles. Debido a que son suelos ácidos, con bajo grado de saturación y pobres en elementos asimilables. Su uso es fundamentalmente forestal.

#### **6) Importancia geotécnica: ¿y para la obtención de áridos?**

Para la obtención de áridos no parece ser el sedimento ideal, 1º) por la alta proporción de arcilla; no obstante la arcilla es de buenas características (no se trata de arcillas hinchables); 2º) los cantos pueden y suelen estar alterados, lo que significa que no son adecuados como material de construcción; 3º) las arenas no ocupan nunca un estrato (sino horizonte álbico), por lo que tampoco son susceptibles de aprovechamiento industrial.

#### **¿Y para la construcción geotécnicamente?**

Como suelo para la construcción no son en absoluto malos; como anécdota se estudia la instalación del nuevo aeropuerto militar de Madrid en la raña. Desde este punto de vista presenta tres ventajas fundamentales: a) extensión de las llanadas; b) material aluvial que amortigüe de modo natural la presión de los aviones al volar las pistas o aterrizar; c) suelo barato.



7) Importancia florística y, vegetacional: **¿existe una vegetación típica de la raña?**

El paisaje característico de las rañas está constituido por amplios espacios cubiertos por cultivos herbáceos de secano, interrumpidos tan sólo por campos en barbecho, permaneciendo en espera de ser sembrados en la campaña siguiente. Tan sólo encontramos restos de la vegetación original en las vaguadas. En ellas, se conservan formaciones de encinas y de quejigos, éstos últimos en los lugares más abrigados; aún cuando aparecen, en ocasiones, están profundamente degradadas como consecuencia de la intervención del hombre sobre el medio ambiente.

En la actualidad, el abandono de tierras agrícolas marginales en los valles miocénicos da lugar a la regeneración natural de la vegetación, aún cuando esa regeneración se realiza fundamentalmente a base de matorral de jara que inmoviliza poca cantidad de materia orgánica en el suelo sobre el que se asienta.

Los depósitos "pliocenos" de rañas, asentados sobre superficies de erosión paleozoicas, dan lugar a los planosoles dístricos que poseen mayor espesor y capacidad agrológica.

Los piedemontes meridionales, que se encuentran inmediatos a las sierras, en los que hay áreas menos aptas para la agricultura se hallan cubiertas por extensos jarales de Cistus ladanifer y de Cistus laurifolius según sea el dominio de la encina o del roble.

También existen coscojares y marojales, ambos fruto de la degradación de las especies arbóreas de las que proceden. Junto a éstas aparecen otras formaciones arbustivas características de la etapa progresiva de la vegetación: son los brezales en aquellos lugares húmedos y los enebros que comienzan a aparecer en las mesas de las rañas.

**8) Importancia hidrológica: ¿se deseca o no anualmente este acuífero colgado?**

Los denominados "lavajos" temporales (por Hernández Pacheco, F. 1965), se hallan en las zonas más deprimidas de las altiplanicies de las rañas de una forma diseminada, ya que estas llanuras, al finalizar el Terciario, tenían una gran extensión y acusada regularidad, existiendo aún zonas que habiendo tenido un desagüe incierto de tipo endorreico, se encharcan durante los temporales de lluvias invernales por existir depresiones muy pandas. Pues bien, al tener un carácter temporal, estos navajos reducen su contenido de agua durante la estación estival, como es lógico, siendo ocupadas por especies herbáceas de mayor calidad para el alimento del ganado. De hecho, estas pequeñas lagunas están entrelazadas por vías pecuarias importantes.

**¿Qué importancia tiene el acuífero dada la extensión?**

Sí es extenso el acuífero es importante; pero en todos los casos, el alto contenido en arcilla retarda el movimiento del agua.

**¿Hasta qué punto la extensión condiciona la desecación anual?**

Si tiene importancia la extensión, pues cuanto más reducido, antes se deseca.

**¿Qué importancia tiene el encharcamiento, la hidromorfía, en la evolución de las "navajos"?**

Hay que tener en cuenta que la permeabilidad es media, por su textura y fuerte horizontalidad del terreno.

El encharcamiento posible es debido a la lenta permeabilidad y a la horizontalidad del terreno.

**¿Qué conexión tiene con otros acuíferos, por ejemplo de ladera?**

Si surge en la ladera un manantial o fuentes locales, el rezumado del agua origina una acumulación de material fino, de tonalidad negruzca, húmica, fruto del lavado (eluviación lateral mecánica) del suelo que ocupa áreas de mayor altitud. En los mejores de los casos se puede insinuar un atolladero. La mayor concentración de finos al pie de las fuentes, unida a la disponibilidad de agua genera frecuentes formas de soliflucción (lóbulos, cicatrices, etc.). Aguas abajo de los manantiales el agua se encauza y procede al lavado del material fino, ante la incapacidad de transportar los fragmentos mayores. De este modo en el fondo del cauce se encuentra un enlosado de cantos. Son los efectos de la arroyada concentrada y de las cabeceras de los cauces efímeros (Sanz Donaire, 1986)

**¿Qué caudales podría dar, habida cuenta la baja transmisibilidad hidráulica?**

Caudales mínimos; sólo fuentes locales.

**9) Importancia pedagógica: ¿casos únicos a enseñar?**

Su importancia es grande, parecida a las terrazas, pero con características peculiares.

**¿Semejantes a las terrazas o no?**

No, pues la fracción arcillosa es escasa en todas las terrazas y muy escasa en el cauce actual, en el que la fracción arenosa es netamente predominante.

**¿Sería conveniente su conservación mediante las oportunas medidas de protección?**

Vale la pena conservar los suelos más viejos de Europa...

La raña se ha ido perfilando, con el paso del tiempo, como uno de los paisajes más notables de España y de la Península Ibérica en general, de tal modo que el Boletín de la Asociación Española para el Estudio de Cuaternario ha adoptado el nombre de RAÑA. ¡Y ello, aunque se discuta la edad de la misma, por lo que no es seguro que se trate de un sedimento plenamente cuaternario!.

**¿Cabe pensar en una maniobra para difundir el interés por esta forma y formación? ¿Se pretende con ello, igualmente, favorecer a quienes abogan por su datación intracuaternaria?**

Insistimos en que no deja de ser paradójico que se haya bautizado el Boletín de la Asociación Cuaternarista con el nombre de una formación -en el mejor de los casos- dudosa en cuanto a su cuaternaridad.

Tras estas reflexiones, debe haber quedado claro que no es sólo la continuidad en un trabajo emprendido hace tiempo el motivo de la elaboración de la presente tesis, sino la enorme importancia geográfica, geológica, edáfica, agraria, y hasta pedagógica de la raña la que nos ha inducido a emprender la tarea de desentrañar algunos de sus secretos.

Como la labor de investigar todos estos aspectos es ingente, se ha restringido nuestra aportación a los temas geomorfológicos.

### **1.3 DELIMITACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO**

La delimitación del área de estudio, la basamos en función de las peculiares características de la misma, y de los trabajos existentes sobre ella. Se eligieron muestras de las provincias de León, Segovia, Guadalajara, Toledo, Ciudad Real y Jaén. Hemos incluido por lo tanto las hojas del Mapa Topográfico Nacional n°s 129 LA ROBLA, 161 LEÓN, 432 RIAZA, 460 HIENDELAENCINA, 485 VALDEPEÑAS DE LA SIERRA, 510 MARCHAMALO, 657 SONSECA, 684 NAVAHERMOSA y 862 SANTA ELENA.

El conjunto constituye un área de nueve hojas del Mapa Topográfico Nacional, que cubriendo una superficie media de 500 Km<sup>2</sup>, puede totalizar la cifra de unos 4.500 Km<sup>2</sup>. Hemos de aclarar que no hemos trabajado las hojas completas, sino sólo los puntos donde hemos tomado las muestras. Como se puede ver es un área en la que se ha intentado el análisis minucioso de las rañas, hasta donde ha sido posible llevarlo a cabo en el campo y en el laboratorio.

Creemos que es tan grande el interés que presentan estos materiales de las rañas, en orden a la reconstrucción de los ambientes antiguos de las sierras, así como con vista a la historia geomorfológica reciente, que le hemos dedicado el presente trabajo de investigación.

## ***CAPITULO II***

### ***ESTADO DE LA CUESTIÓN: LAS RAÑAS***

## **CAPITULO II. ESTADO DE LA CUESTIÓN: LAS RAÑAS**

### **II.1 ESTADO DE LA CUESTIÓN: LAS RAÑAS**

Siguiendo un orden cronológico, vamos a tratar de hacer historia de la popular palabra "raña", tan frecuente en la literatura geológica de la Meseta Española, internacionalizándose posteriormente. En realidad es un topónimo de la Sierra de Guadalupe extremeña y de los Montes de Toledo, y se ha venido empleando, para designar un cierto tipo de paisaje caracterizado, por la presencia de formas llanas, y con cobertura detrítica.

Su definición geológica se asienta sobre dos aspectos fundamentales: el estrictamente morfográfico que implica su carácter de altiplanicie, y el puramente estratigráfico que marca sus rasgos sedimentarios, en especial los cantos cuarcíticos. Desde esta perspectiva general se ha planteado el conocimiento científico de la raña.

La palabra raña procede de la voz "ragna" (رانة) con la que los árabes, al llegar a la península, denominaron a estos llanos pedregosos próximos a las sierras, por recordarles a los "rag" del norte de Africa. En el libro de las Monterías de Alfonso XI, aparece ya recogida la palabra "raña", cuando se hace referencia a ciertos parajes de caza próximos a Cañamero (Cáceres), La Nava de Ricomalillo (Toledo), etc.

La palabra raña, se usa para designar tanto a la forma de relieve determinada por el depósito detrítico, como al depósito en sí, por influencia geológica. La palabra ha tenido una historia parecida a la de terraza.

Fue introducida en el vocabulario geomorfológico en el Congreso de Geografía de Lisboa de 1949. El Diccionario Estratigráfico Internacional, la inscribe en el Plioceno superior.

Las rañas son características del Macizo Hespérico, donde están relacionadas, de una forma más o menos directa, con los afloramientos cuarcíticos de sus sierras, apoyándose normalmente sobre una superficie de erosión de tipo glacia-pediment.

Las rañas permiten el estudio de los procesos morfogenéticos y por tanto la investigación de su ambiente de deposición. Sin embargo, estos aspectos quedan un tanto confusos en la bibliografía relativamente amplia que hay sobre el tema. Desde que Gómez de Llarena, J. (1916), hizo las primeras observaciones científicas sobre las mismas, han sido bastantes los investigadores que las han estudiado, sin que haya acuerdo entre ellos respecto a su edad y génesis.

Se ha escrito mucho sobre estos depósitos, tan generalizados en toda la Península Ibérica, y posiblemente debido a ello, a veces se aplica equivocadamente a formaciones que nada tienen que ver con ellos. La raña, fenómeno morfosedimentario de la Meseta y más concretamente del Macizo Hespérico, ha sido objeto de variadas definiciones y numerosas interpretaciones.

Vamos a ir viendo las distintas opiniones sustentadas por los diferentes autores que del problema de las rañas se han preocupado, desde mediados del siglo pasado. Para ello nos basaremos en parte de la bibliografía consultada y estudiada de las diversas zonas de España donde se encuentran rañas.

- PRADO, Casiano del, (1864). El conocimiento de este tipo de depósitos llamados rañas, lo inició este excelente geólogo que las describió y se refirió a ellas, admitiendo el mismo criterio aceptado hoy de un modo general, sobre todo en lo que afecta a las condiciones áridas o semiáridas bajo las cuales se generaron esos canturrales.
- CORTAZAR, D. (1878). Se refiere a las rañas, diciendo se trata de depósitos de poca potencia, muy modernos y en cuya génesis "es posible que el viento haya tenido y tenga más participación que los meteoros acuosos", y que sean simplemente depósitos subactuales de origen probablemente eólico.
- GÓMEZ DE LLARENA, J. (1916). Las rañas fueron descritas, de modo especial por primera vez, por este autor, quien ya indicaba que tal formación es algo caótica, pudiendo ser estudiada en los cortes naturales que forman los barrancos en las empinadas laderas que los limitan. Están formadas por "grandes espesores de cantos de cuarcita y algunos de pizarras, cementados



fuertemente por tierras arcillosas y arenosas, que da por resultado un conglomerado de gran coherencia", siendo el último resultado de la degradación de las cuarcitas. Generalmente las rañas presentan dos formas, de meseta y de llanura; cuando se hallan de esta última manera, constituyen buenos campos de labor, que poco a poco van aprovechándose para el cultivo de cereales. También es de destacar que las rañas presentan una topografía de llanuras de aluviones, que se interponen entre las alineaciones montuosas que las rodean.

Como explicación de la génesis de las rañas, haremos observar el gran desarrollo que adquieren las pedrizas. Estas proceden del fraccionamiento de las cuarcitas que, cruzadas por diaclasas en todos los sentidos, se desprenden en bloques, a veces de gran tamaño y bajan por las laderas de los montes formando extensos mantos de pedrizas.

Considera que las rañas son formaciones aluvionares, generadas en períodos de grandes lluvias y arrastres violentos, que depositaron las pedrizas procedentes de las sierras en los fondos de los valles primitivos; de acuerdo con esto, los sedimentos que originaron las rañas, vendrían a colmatar unas formas fluviales previas, como consecuencia de procesos desarrollados en las laderas de los relieves montañosos. A pesar de su carácter azoico, la raña se ha atribuido con toda probabilidad al Cuaternario. La situación morfológica de la raña, es inmediata y anterior a la que ocupan los sistemas de terrazas de los ríos meseteños. Estas observaciones fueron realizadas ya en principio por este autor, y el resto de los autores antiguos, que las generalizaron geológicamente en la Meseta meridional, situándola entre los sedimentos miocenos colmatantes de las depresiones interiores y las terrazas fluviales de los cursos actuales.

- HERNÁNDEZ PACHECO, E. (1928). En "Los cinco ríos principales de España y sus terrazas", dice: Se denominan científicamente con el nombre de "rañas", a un conjunto detrítico de aluviones muy característicos que ocupan amplios espacios en Los Montes de Toledo y en Extremadura, especialmente en sus Sierras Centrales, depósitos que han sido incluidos, sin distinción alguna dentro de las formaciones continentales cuaternarias.

Desde un principio fue aceptada esta denominación de "rañas", que es de origen popular y regional, especialmente en las provincias de Badajoz, Cáceres y Toledo.

La raña da origen a un depósito de aluviones gruesos arcillo-arenosos, sensiblemente horizontales, de 2 a 6 m de potencia media, estando sus cantos semirrodados que son casi exclusivamente de cuarcita ordoviciana. Todo el depósito ofrece intensa coloración rojiza o amarillento rojiza.

Tales depósitos descansan sobre el paleozoico pizarroso cámbrico-silúrico con discordancia tectónico-erosiva acusada y a veces también, sobre la formación terciaria de facies continental mio-pliocena y en este caso sólo con discordancia erosiva. Las formaciones de raña dominan por su situación a los complejos de terrazas fluviales cuando existen, quedando situadas sobre los valles a 100-200 m de elevación. Tal formación no queda fechada por resto fósil alguno, pero ha podido ser datada como pliocena, por relacionarse lateralmente con depósitos playeros cuaternarios con abundante fauna fósil del Siciliense.

- HERNÁNDEZ PACHECO, E. (1932). En su "Síntesis fisiográfica y geológica de España", define a las rañas como "mantos de cantos rodados y de aluviones de origen fluvial. Corresponden tales materiales a los depósitos de los ríos de la red fluvial de la época pliocena". Acepta también, por lo tanto, la existencia al pie de las elevaciones de los Montes <sup>(1)</sup> de una morfología fluvial anterior a la actual, a la que da una edad pliocena, pero frente a la idea de que la raña viene a cubrir en cierto modo esta morfología como resultado de procesos desarrollados fundamentalmente en las laderas de los relieves montañosos, piensa que se trata de verdaderas llanuras aluviales correspondientes por lo tanto a la evolución de la propia red fluvial pliocena, sobre las cuales se encajan los ríos cuaternarios <sup>(2)</sup>.

---

<sup>(1)</sup> Siempre que se haga alusión a los Montes, se refiere a los de Toledo, Montes por excelencia.

<sup>(2)</sup> Esta interpretación plantea el problema de por qué existen en el Mioceno o Cuaternario antiguo estas llanuras de inundación fluvial, que no aparecen luego en el Cuaternario más reciente.

- ¿diferente génesis?
- ¿episodio único - unicidad de la raña?

A estas preguntas se pretende dar respuesta en esta tesis.

- HERNÁNDEZ PACHECO, F. (1932). En "Estudio de la región volcánica central de España", se refiere a las rañas, como una formación que aparece constituida por acúmulos de cantos rodados, casi exclusivamente de cuarcita y de tamaños diversos, que desde dimensiones de cascajos corrientes llegan a alcanzar tamaños de hasta un cuarto de metro cúbico. Dichos materiales, que por lo general aparecen muy rodados, van acompañados de una cantidad mayor o menor de productos arenáceo-arcillosos, de tonos rojizos, y aun a veces por capas intercaladas de arenas más o menos lavadas. Las rañas originan amplias plataformas sensiblemente horizontales y con frecuencia intensamente disecadas por la acción erosiva de los ríos y arroyos. Estas plataformas, al quedar en unos sitios claramente superpuestas al Mioceno y en otras intensamente erosionadas y recubiertas por las terrazas fluviales o por los aportes terrígenos y canturrales, quedan clasificadas como pliocenas. Por lo general recubren a los materiales pizarrosos silúricos o paleozoicos más modernos.
  
- ÖEHME, R. (1935). En su trabajo "Die Rañas. Eine spanische Schuttlandschaft", especifica que las rañas son de origen fluvial, y que fueron el resultado de cambios acentuados en el relieve y en las condiciones superficiales del terreno y las sitúa en el Mioceno, y en el artículo de 1942 las compara con las facies detríticas de los bordes de las cuencas.
  
- VIDAL BOX, C. (1944). En una comunicación sobre "La edad de la superficie de erosión de Toledo y el problema de los montes isla", llega a la conclusión de que la morfología de los relieves montañosos del borde septentrional de los Montes, y especialmente la entonces definida por él como "alineación de los montes-islas", es debida a una morfogénesis de tipo desértico. Bajo tales condiciones se originarían "grandes masas de escombros" que se extendieron en la base de los montes, formando típicas planicies de fanglomerados, hoy con carácter de mesetas o llanuras, comparables con los actuales "rag" del Sáhara. Considera que estas formaciones, son depósitos correlativos del modelado bajo condiciones de extrema aridez, de un nivel de piedemonte y que se originaron a lo largo del Mioceno y Plioceno. Este autor que habla de "mesetas y planicies de fanglomerados", indica que la nivelación de la raña,

se corresponde con la muy generalizada superficie de erosión del plioceno antiguo. No obstante, el problema queda planteado desde el momento que señala que "otros niveles de raña que puedan existir a mayores altitudes deben admitirse sin dificultad como de edad más antigua", pues está considerando que existen otras superficies más elevadas. El hecho de que añada "que por su mayor antigüedad estén destruidas o sean poco caracterizables" parece significar que pretende devolver el carácter exclusivo de raña a las dilatadas plataformas donde se define el término. Estas afirmaciones son a tener en cuenta, ya que se admite que en cierto modo, la raña no es un proceso morfológico único, de resultado igualmente único.

- HERNÁNDEZ PACHECO, F. (1949). En el estudio de "Las cuencas terciarias de la Extremadura Central", imagina un emplazamiento brusco, ya que "cubren sin transición al arrasamiento de país paleozoico que queda hoy situado sobre un llano inferior". Otra observación importante es que las rañas cubren las zonas de articulación entre la sierra y el llano; y estas zonas no son consecuencia de un contacto anormal o por falla sino que es el paso natural entre dichos dominios. Siempre se refiere a una única superficie de aluvionamiento, es decir, a una generalizada superficie estructural <sup>(3)</sup>, sin mencionar algún otro relicto de superficie precedente. En este sentido se entiende cuando señala que "los derrubios que dieron origen a masas muy importantes de sedimentos habrían contribuido a embotar el relieve de las zonas bajas de los valles allí donde salen a la llanura". No parece dispuesto a admitir, como Vidal Vox, la existencia de vestigio alguno de otras superficies residuales anteriores, ya que después de vaticinar el asombro que causará la extensión ocupada por tales formaciones cuando están cartografiadas en el conjunto de la Meseta, *tajantemente afirma que quedan situadas a altitudes que no varían mucho*

---

<sup>(3)</sup> La utilización del adjetivo "estructural" para este tipo de superficie tal vez sorprenda a ciertos lectores. Efectivamente, no se utiliza en el sentido habitual, aunque sí en el literal. Un relieve estructural se define por lo que significan los dos términos de la expresión: coincidencia entre la topografía o morfología y la estructura. Y nadie podría negar que en este caso, como en todos los casos de las terrazas fluviales, no exista tal coincidencia. Sí se acepta que las formas estructurales son aquellas constituidas por la estructura (geológica) tal y como quiere Lattman (1968) sería igualmente comprometido negar que las rocas conglomeráticas de un depósito fluvial no son la causa de la forma llana o inclinada de la terraza, y en este caso de la raña.

No obstante suele utilizarse el término estructural para las formas originadas por procesos endógenos, lo que no deja de ser una interpretación restrictiva del vocablo.

unas de otras pero que "siempre forman los rellanos más altos de las comarcas en que se localizan". Para preciar aún más esta afirmación morfológica, matiza el significado de las plataformas intermedias entre los depósitos clásicos de la raña y las acumulaciones de aluviones del valle del Guadiana, a las que llama "rañas regeneradas" y que constituyen así el "terreno rañizo".

Según él, existen, en cuanto a génesis, varios tipos de rañas:

- a) de deyección, originadas por depósitos torrenciales de una red fluvial precursora y directamente relacionada con la actual, y
- b) de acumulación de detritus a la vera de las alineaciones cuarcíticas y no relacionadas con cursos fluviales.

En ambos casos, la génesis de estas formaciones estuvo condicionada por movimientos epirogenéticos que reactivaron la acción de los procesos de erosión física en un cuadro de clima árido dentro del Plioceno.

- HERNÁNDEZ PACHECO, F. (1950). En "Las rañas de la Sierras Centrales de Extremadura", se refiere a ellas, diciendo: Las "rañas" ó "rañales" son ciertas llanuras formadas por depósitos aluvionares que ocupan amplios espacios en los Montes de Toledo y en las Sierras Centrales de Extremadura, que hacen de divisoria de aguas entre el Guadiana y el Tajo, y que por su aspecto y extensión, han llamado siempre la atención. Son formas en mesa de gran regularidad, por lo que resaltan del quebrado país en el que quedan situadas.

Desde principio de siglo vienen siendo estudiadas y hoy día se sabe perfectamente qué es lo que representan tales acúmulos de aluviones, en general semirrodados y en qué época se constituyeron, pues ya están datados sin género de duda por nosotros <sup>(4)</sup>, como correspondientes al Plioceno final, representando la última fase de intensos aluvionamientos que tuvo lugar en

---

<sup>(4)</sup> Sic en el original.

época climatológica de acentuadas características semi-desérticas, con lluvias intensas pero muy accidentales. Estos aluviones rellenan en parte, las anchas vallonadas o cañadas existentes entre las alineaciones de sierras, ocupando también a veces, en grandes espacios, la periferia de tales relieves, dando lugar entonces a extensas y regulares plataformas que descansan sobre la penillanura general.

La superficie de tales plataformas de derrubios, rañas, es muy regular y sensiblemente plana en grandes espacios, quedando colgada, sobre valles y llanos inmediatos varias decenas de metros, estando limitadas mediante un borde en "cuesta" festoneada <sup>(5)</sup>, que es hoy intensamente atacado por la erosión de las aguas de lluvia y la normal, ejercida por la cabecera de pequeños barrancos que en tal escarpe se originan.

La raña, cuando no ocupa en parte los valles interiores, situados entre sierras, se adosa por lo general a la vera de los relieves más extensos, dando origen aparentemente a que las laderas de estas serratas, se extiendan casi planas a gran distancia de ellas.

También se sabe que las rañas se relacionan directamente en muchos casos con la red fluvial actual.

El dice que no hay pues que pensar en masas de derrubios que "sumergiesen" en cierto modo los relieves cuarcitosos, sino que estos derrubios se originaban, por acciones de la intemperie, al mismo tiempo que eran arrastrados hacia la periferia de las montañas, por fenómenos de intensas arroyadas.

---

<sup>(5)</sup> Nótese que el término cuesta no es el más apropiado en este contexto. La "cuesta" debe reseñarse para aquellos casos en que se trate de un relieve estructural de erosión diferencial en el borde de una cuenca sedimentaria, debido a la disposición ligeramente inclinada de los materiales de relleno de la misma.

En realidad se trata de un relieve aislado o desconectado del área fuente de los sedimentos fluvio-torrenciales que lo constituyen.

Como puede imaginarse, la existencia de un contacto suave y continuo respecto de las áreas-fuente, o de un contacto en "cuesta" sólo es debido a la ulterior evolución; sin o con movimientos apreciables del borde de la cuenca, lo que da como origen la disección, o mantiene continuidad topográfica.

En su conjunto, se aprecia mejor o peor, la disposición en lechos alternantes, de conjuntos arcillo-arenosos, con mayor o menor proporción de gravas y chinarrales y masas de cantos rodados, revueltos con arcilla de gran consistencia. Todo ofrece característica coloración roja, a veces muy intensa<sup>(6)</sup>.

El paso de unos materiales a otros, es siempre muy brusco y forman dentro del conjunto verdaderos lentejones, determinando niveles areniscosos o arcillosos, que pueden a veces, y en las rañas más potentes, medir varios metros de potencia, pero en ocasiones pueden llegar a 8 ó 10 m., siendo su carácter marcadamente detrítico<sup>(7)</sup>.

Así, pues, el desnivelamiento producido en época pliocena entre la sierra y el llano, motivado por fenómenos de epigenia y el carácter peculiar del clima, han sido los factores fundamentales que durante el Plioceno final (Villafranquien-se), determinaron las formaciones de las rañas. A ello puede añadirse el carácter especial de los materiales cuarcitosos, que persisten sin alterarse en tales formaciones, lo que no ocurre con otros tipos de rocas.

Las rañas actuales no son sino el resto de depósitos mucho más extensos dado que a lo largo del cuaternario han experimentado procesos erosivos muy intensos.

- RAMÍREZ RAMÍREZ, E. (1952). En "Nota preliminar para el estudio de las rañas", nos habla en general de ella. Su morfología está caracterizada, por su horizontalidad amplia e inmensa, de perfiles muy sencillos, y recortados por

---

<sup>(6)</sup> Debe notarse que el Prof. Hernández Pacheco parece no distinguir claramente la diferenciación entre los diferentes niveles -supuestamente geológicos o sinsedimentarios- y la realidad de una superposición de horizontes edáficos. Es ésta una confusión muy frecuente y de difícil solución ante la perspectiva única con la que la mayoría de los investigadores se aproximan a la raña.

<sup>(7)</sup> La raña no tiene casi nunca cifras tan altas de depósito. Debe destacarse que frente a Öhme, que confundía los depósitos de borde, con la propia raña, el Prof. Hernández Pacheco ya ha reducido notabilísimamente los valores de potencia de la raña. Estos cambios de facies o lentejones ponen de manifiesto el unívoco carácter fluvial de la raña como depósito, destacando el origen periglacial.

valles de forma de U. Es una formación digitada<sup>(8)</sup> de grandes llanuras hendidas por los precipitados valles.

Es posible distinguir dos niveles de rañas en el área de influencia de la sierra de las Villuercas: una, la más elevada y perfectamente individualizada de la de menor altitud por un talud muy marcado y generalmente muy bien definido. Suele alcanzar los 650 m. siendo esta altitud muy constante. El segundo nivel de estas planicies tiene una altitud de 540 m. formando a veces una curva de nivel límite preciso de ella.

Las considera el resultado de la colmatación de una cuenca de sedimentación bajo la acción de una serie de torrentes que erosionaron intensamente los afloramientos cuarcíticos circundantes.

- SOLÉ SABARÍS, L. (1952). En su "Geografía de España y Portugal", da una interpretación genética para estas formaciones idéntica a la de Vidal Box, C., considerando a los sedimentos de las rañas como pliocenos y de la misma edad que la superficie de erosión del pedimento que la sustenta; con posterioridad, en su "Geografía regional de España" (1968) establece una distinción entre ambas.

- BIROT, P. y SOLÉ SABARÍS, L. (1954). Estos autores en "Investigaciones sobre morfología de la Cordillera Central Española", mencionan la raña de Guardo y admiten un origen análogo del establecido por los autores anteriores: las rañas se habían depositado por los sheet floods, en condiciones de clima árido, durante el Villafranquiense.

- HERNÁNDEZ PACHECO, E. (1955). En "Fisiografía del solar hispánico", para definir las rañas, se remonta al origen de las rocas detríticas y nos dice que estas rocas proceden de la descomposición, fragmentación y desmenuzamiento de los materiales lapídeos preexistentes, restos o detritos que, arrastrados

---

<sup>(8)</sup> Solamente en su área distal, que en la proximal presenta restos de un único ápice.



y transportados por las aguas y el viento, se depositan y acumulan en capas al exterior o en los fondos marinos.

Los relieves terrestres originados por los impulsos orogénicos, son atacados por las acciones erosivas del dinamismo externo, que destruyen lentamente las montañas y las transforman en penillanuras, siendo la red fluvial el principal factor de la modificación de los relieves. A los procesos de erosión y arrastre siguen los de depósito y sedimentación de los detritos rocosos, y la formación de nuevas capas o estratos terrestres.

Por tal proceso se originan los acúmulos de canturrales, formados de piedras más o menos redondeadas de cuarcita, tales como las de las rañas de los Montes de Toledo, Extremadura y Sierra Morena.

Igualmente al describir los distintos relieves peninsulares, encuadra en la categoría de llanuras aluviales a las plataformas de rañas de edad pliocena que tan gran desarrollo alcanzan en los Montes de Toledo y las Sierras Centrales de Extremadura, especialmente en sus vertientes meridionales. Rompen con sus formas planas el peculiar relieve de las penillanuras, o de los campos cuarcito-pizarrosos sumamente complejos, cubriendo con sus masas de aluviones a la vieja topografía muy variada, fraguada en terrenos de complicada tectónica.

- SOS BAYNAT, V. (1957). En "Observaciones sobre la formación y edad de las rañas", dice que las rañas constituyen un tipo de sedimentación particular de la Meseta Central y occidental de España, que han estudiado desde hace años geólogos nacionales y extranjeros.

En la parte meridional de Cáceres, entre Alía y Cañamero, al pie de las Sierras de las Villuercas, existe una representación muy importante de estas formaciones, que en parte se halla encajada entre estas montañas y la Sierra de Valdecaballeros, ocupando una cubeta tectónica de hundimiento. Pero la prolongación al SW aparece destacando sobre la superficie de la penillanura y toma forma de gran mesa circundada por taludes de rampas suaves o

fuertes y perfil de sartén volcada, siendo su característica morfológica más importante la gran llanura de la superficie superior y la horizontalidad casi absoluta de su altura media sobre el nivel del mar.

El suelo de la planicie está formado por arenas poco coherentes, gravillas, gravas de cantos de areniscas y de cuarcitas, presencia de cantos muy grandes, arcillas aglutinantes, etc. La masa del cuerpo de la raña está formada en gran parte por un esqueleto de estratos tectónicamente verticales o pseudoverticales de cuarcitas, areniscas y pizarras, pertenecientes todas a edad silúrica.

Los elementos detríticos del suelo descansan y recubren la disposición vertical de los estratos silúricos y proceden de los transportes superficiales arrastrados por corrientes y también de depósitos in situ por desmoronamiento en vertical, poco alejados de su origen (a la manera eluvial) y después allanados con el tiempo.

La base de sustentación de la raña, con límite superior plano u ondulante, y los depósitos de la superficie tabular han sido el resultado de una nutrida red fluvial en disposición paralela, a la vez que normal al sentido de la mayor extensión de la raña, debiendo tener en cuenta que, mientras esta última ocupa una posición dominante de NE a SW, la red fluvial tiene los recorridos en disposición NW a SE.

Los ríos Guadalupejo, Silvadillo, Rueca, etc., salen del sistema de las Villuercas con corrientes hacia el SE, y su dinámica antigua fue la que acarrió gran parte de los materiales de la superficie de las rañas, a las que, sin embargo, más tarde partió y atravesó, como aparecen ahora.

Por su parte la porción de raña comprendida entre el S de Cañamero y el S de Logrosán se formó por otra red de cauces distintos, aunque conservando una disposición igual a la red anterior y procedente de las alturas de las montañas que van desde la Madrila a Poyales y Paredes.

Al SW las rañas terminan en talud y en disposición de digitadas gigantescas, debido a las erosiones remontantes de los ríos Rucas, Calderero, etc.

La edad de las rañas es difícil de determinar por falta de fósiles y de relaciones de contacto con otros terrenos próximos de edades conocidas.

Por estudios en las superficies de erosión en el interior del macizo de las Villuercas y sus prolongaciones a los contornos exteriores pudiera ser que el modelado más remoto de la base de las rañas tuviera sus antecedentes en los arrasamientos precenomanenses; que los arrasamientos de edad paleógena, que se superpusieron a aquéllos, hubieran afectado igualmente al basamento de la raña, con lo cual esto tendría relación con la manera de ver de Öhme, que las considera de edad miocena. Supuestas por encima de éstas las erosiones y sedimentaciones del período plioceno, nos encontraríamos con la manera de ver de Hernández Pacheco, F., para quien las rañas son exclusivas de los últimos tiempos del Terciario, es decir, pliocenas.

Por eso es muy posible que valles y digitaciones hayan sido la obra de un Plioceno muy activo, en el que en este ámbito, predominó más en sus acciones erosivas que en las sedimentarias colgadas, y no sólo por razones climáticas, sino también como consecuencia de las repercusiones de la orogenia alpina.

- MENSING, H. (1958). Opina que el modelado de los pediment sobre los que se depositó el canturreal tipo raña, se originó en una fase climática con alternancias de estaciones húmedas y secas, tipo sabana, mientras que la *fosilización y recubrimiento de estas superficies por las graveras, tuvo que ser* debida a un clima más árido. Sitúa ambos hechos en el Plioceno medio-superior.
- MINGARRO MARTÍN, F. (1958). Se refiere a las rañas diciendo: A una altitud de unos 600 m. encontramos una formación típica, constituida en primer lugar por un cascaval semirrodado de cantos de cuarcita, cementados por una arenisca arcillosa de acentuado color rojo, de poca potencia; sobre esta

formación y en discordancia, se encuentra otra análoga, pero de cantos más redondeados y también de colores rojizos; pero resulta fácil separar y diferenciar los dos tramos, no sólo por la redondez de los cantos que forman este conglomerado oligomítico, sino también, por el tamaño de ellos, superior en el tramo más moderno, y por la cantidad de los mismos, más escasa en el tramo inferior<sup>(9)</sup>.

Sobre estas capas, y en la superficie, el cemento está más destruido, habiendo sido arrastrado por las aguas, por lo que la característica es la abundancia de canturreal suelto.

Durante el Plioceno toma cuerpo la red fluvial, se forman los valles y los torrentes, y escorrentías fuertes arrastran gran cantidad de materiales, que depositan en la comarca, rellenando cuencas y depresiones de cantos rodados procedentes de las ya formadas serratas cuarcitosas, empastados por una arcilla más o menos ferruginosa.

Así, por este conjunto de depósitos fluviales, se forman las rañas, ya que la velocidad de las aguas va poco a poco disminuyendo, por una parte, por la colmatación de los valles, que aproximan más y más su perfil al de equilibrio, y por otra, por iniciarse al final del Plioceno el basculamiento peninsular, que es la época de máxima deposición, por lo que crece considerablemente el espesor rañoso.

- ASENSIO AMOR, I. (1960). En "Génesis y cronología de las arenas ...," dice que: La formación de rañas es un depósito continental de acusado carácter detrítico, formado por mantos de agua sin encauzamientos fijos, que por arroyamiento violento han arrastrado materiales rocosos detríticos, que han sido depositados en zonas no muy alejadas, dando origen a amplios mantos de derrubios con predominio de canturrales muy poco o nada rodados, en los

---

<sup>(9)</sup> La diferenciación entre los dos tramos establece la discontinuidad entre los procesos de ladera (con mucha arcilla, transporte tipo pasta), y los procesos fluviales (más lavados) de la raña. Así se podría distinguir entre el accionamiento propio del relleno de la cuenca, y el episodio final de colmatación de la misma con aluviones tipo abanico bajo. Posteriormente se produciría la incisión de los cauces.

que dominan o son exclusivos cuando la formación se ha desarrollado en campos formados por el Paleozoico inferior cámbrico-silúrico de materiales cuarcitosos.

Estos mantos de derrubios se extienden y cubren en general, al Paleozoico pizarroso, previamente reducido a penillanuras, dando origen a depósitos de no gran potencia (2,6 a 10 m.), que forman amplias plataformas sensiblemente horizontales. Se adosan e inician al sopié de los relieves determinados por las alineaciones del Ordoviciense y terminan en cuesta con perímetro festoneado sobre llanuras extensas que ocupan niveles algo inferiores, destacando sobre ellas de 10 a 30 m. Tal formación ha sido datada como del Plioceno superior.

- MABESOONE, J.M. (1961). En un estudio sobre "La sedimentación terciaria y cuaternaria de una parte de la cuenca del Duero (Provincia de Palencia)", coincide plenamente con la interpretación de MENSHING, al explicar la génesis de las superficies de rañas existentes en el N de la provincia. Asocia la formación de la raña con el basculamiento de la Meseta hacia el W y con movimientos epirogenéticos, y atribuye a un clima menos árido, durante el Villafranquiense, la profunda desintegración del canturreal de las rañas<sup>(10)</sup>. Sus conclusiones son, pues, similares a las obtenidas por Nossin, en 1959, al estudiar un sector de la Cantábrica.

En las conclusiones morfológicas y paleoclimáticas también se refiere al problema de la raña, en este caso la raña de Guardo, de la que, de acuerdo con autores anteriores, opina que su formación está sujeta a dos etapas diferenciadas: un pediment previo, durante una fase climática tipo sabana, con una alternancia de estaciones secas y húmedas, y una fosilización y recubrimiento de dicho pediment por las graveras, coincidiendo con un clima árido.

---

<sup>(10)</sup>

¿A qué se refiere con la desintegración del canturreal de las rañas? ¿A la fragmentación de las cuarcitas para ser transportadas posteriormente? ¿O a la alteración de ciertos cantos en la raña tras la deposición?

- GALLARDO, J. y VAUDOUR, J. (1969). En "Problemas morfológicos y edafológicos de la región de Alcalá de Henares", se refieren a la raña, diciendo que al pie de Somosierra se extiende una vasta superficie inclinada hacia el S., caracterizada por un manto (3 a 4 m.) de guijarros de cuarcita poco rodados. Se atribuye este depósito pedregoso, a los sistemas de erosión subtropicales<sup>(11)</sup> (lluvias raras y violentas, evacuación en capa) de edad pliocena o villafranquiense. Las piedras de la raña se encuentran en los niveles inferiores y en las terrazas, pero entonces están cementadas por carbonato cálcico.

Los suelos de la raña, se distinguen de los otros suelos de la región por su aspecto más tropical<sup>(12)</sup> que mediterráneo. Existen concreciones negras de manganeso con apreciable tamaño. No hay costras ni encostramientos. Estos suelos son profundos y complejos. La presencia de un horizonte B fuertemente arcilloso explica el defectuoso drenaje de la región y la existencia de numerosas charcas. El hidromorfismo temporal influencia la edafogénesis.

En los niveles superiores, se observan suelos con una intensa ferruginación de origen hidromórfico, y que están muy evolucionados.

- GEORGE, P. (1970). También es considerada por este autor como: "Una superficie de erosión inclinada cubierta por cantos generalmente cuarzosos mal rodados", es decir, la supone como un glacis o pediment cubiertos<sup>(13)</sup>.

---

<sup>(11)</sup> Regiones subtropicales, situadas a mayor latitud que el trópico y sin alcanzar las latitudes medias, son las de clima mediterráneo (por lo tanto semejante al actual) o de clima "chino". Dado que este último sólo se localiza en las fachadas orientales de los continentes, se extrae en conclusión que la génesis climática de la raña no dista apenas de unas condiciones como las que hoy se tienen.

<sup>(12)</sup> Estos autores incurren en paradoja al tener que admitir la "tropicalidad" de aspecto de la raña, frente a unas etapas frías del Cuaternario para la ruptura de los cantos que la constituyen. ¿Cómo es posible conjugar la "tropicalidad" del sedimento o de la edafización, con una génesis fría de los cantos? Sólo considerando el crioclastismo datan el sedimento en el Cuaternario inicial.

<sup>(13)</sup> P. George en su diccionario de términos geográficos sólo recoge las ideas vertidas por los autores franceses más antiguos que habían publicado sobre la raña. Además, introduce el nada claro término de glacis, por lo que respecta a la génesis. No obstante, parece claro que se decanta por un origen en los procesos de ladera, que no abiertamente fluviales.

- PLANS, Pedro (1970). En "Tierra de Campos", se refiere a las rañas diciendo que constituyen masas de canturral mal rodado y poco calibrado, es decir, son auténticos fanglomerados, depositados por los sheet floods, que se extienden al pie de las cordilleras. Forman, con frecuencia, verdaderas llanuras de pie de monte. Sus depósitos groseros protegen a las margas infrayacentes.

Las rañas fueron consideradas en un principio como aluviones cuaternarios, pero al ser estudiadas posteriormente con detención se vio que datan del Plioceno superior, época de clima con acentuados rasgos semidesérticos.

- SAN JOSÉ LANCHA, M.A. (1970). Piensa este autor que la raña se desarrolló a partir de sistemas de "anchos y planos " conos torrenciales, extendidos por las zonas de piedemonte como consecuencia de una esorrentía que en lugar de verificarse a lo largo de cauces determinados y bien jerarquizados, típicos de un régimen más continuo de precipitaciones, lo hace bajo la forma de "sheet flood" o avalancha general de agua que se dispersa en forma de manto a partir de la zona de descarga. Este régimen de precipitaciones lo más que permite es la existencia de "rills" o canalillos anastomados de drenaje anárquico, divergentes a partir del vértice del cono de deyección.

Así pues, hay dos momentos en la morfogénesis de la raña (Montes de Toledo): uno primero en que los materiales son arrastrados de las alineaciones y conjuntos montañosos de los montes mediante generalizados sistemas torrenciales y depositados a sus pies; y otro después en el que estos depósitos son extendidos mediante mecanismos de esorrentía difusa y de manto hasta adquirir la forma de glacis que en la actualidad presentan.

Los dos momentos los sitúa en el Villafranquiense superior y los hace corresponder con uno o varios colapsos climáticos áridos<sup>(14)</sup>.

---

<sup>(14)</sup> Si no se especifica diferencia entre los sucesivos colapsos climáticos áridos, ¿cómo es que dan origen a dos formas distintas? ¿Por qué la primera es de cono de deyección y la segunda de abanico extendido?

- APARICIO YAGÜE, A. (1971). En "Estudio geológico del macizo cristalino de Toledo", opina respecto a la génesis de las rañas, que no hay que recurrir a la existencia de climas cálidos y húmedos con épocas de grandes lluvias para explicar su formación. Considera que las rañas son depósitos que desde una edad pliocena se siguen formando todavía en la actualidad dentro de climas continentales extremados<sup>(15)</sup>, y es posible observar un paso insensible desde los canturrales "de pie de monte" sin consolidar (cantos angulosos), hasta la raña típica de cantos redondeados pasando por tramos de cantos subangulosos<sup>(16)</sup>.

- LÓPEZ VERGARA, M.L. (1971). Se refiere a las rañas diciendo: Estos depósitos aparecen sobre formaciones antiguas arrasadas, comenzando frecuentemente al pie de las cuarcitas y extendiéndose sobre las demás formaciones circundantes.

Las rañas forman depósitos horizontales o ligeramente inclinados, salvo en la zona en que están en contacto con las cuarcitas, en la que la pendiente es mayor al remontar las rañas ligeramente las laderas.

Su morfología se puede considerar la típica de los depósitos horizontales. La erosión vertical es intensa, favorecida por la poca consistencia del depósito, dando unos interfluvios planos que presentan un reborde escarpado correspondiente a las laderas de las vaguadas. El tránsito entre la parte plana y el escarpe es redondeado, sin presentar aristas, debido a no existir un estrato superior más resistente que el resto de la formación que dé origen a las clásicas "mesas". (Este es uno de los detalles más importantes en la identificación de las rañas que nos permite diferenciar fotogeológicamente este tipo de depósitos del resto de los depósitos horizontales).

---

<sup>(15)</sup> ¿Es el clima actual de los Montes de Toledo continental extremado? Siguiendo la clasificación de Köppen, un clima continental es en Dw, cuando Toledo tiene un Csb

<sup>(16)</sup> ¿La continentalidad topográfica se interpreta como continuidad de proceso? ¿Se forma los canturrales en la actualidad? ¿Se forman las arcillas rojas caolínificas en la actualidad? ¿Por qué se van consolidando progresivamente los sedimentos desde la vertiente al llano?



La forma suele ser palmeada, apoyándose el vértice en los materiales paleozoicos y terminando por el lado contrario en forma lobulada, acabándose los lóbulos en un escarpe de altura correspondiente al espesor de la raña<sup>(17)</sup>.

La potencia del depósito puede ser considerable pudiendo llegar hasta un espesor de 150 m, espesor que disminuye hacia los bordes<sup>(18)</sup>.

- PEDRAZA GILSANZ, J. de (1973). La definición que da de estos materiales es: Depósito de cantos de variado tamaño, en general de cuarzo y cuarcita, angulosos, rubefactados, y que son claramente diferenciables de los depósitos de las terrazas, poco labrados, a veces presentan una cierta compactación, sin llegar a estar cementadas. Por todas sus características, pensamos que se trata de depósitos Pliocenos. Los depósitos tipo raña con materiales rubefactados implican una acción árida para que sean posibles estos<sup>(19)</sup>.
- HERNANDO, S. (1974). En "Un depósito tipo "raña" en la base del Triásico del borde sur-occidental de la Cordillera Ibérica", nos habla que en una amplia región comprendida entre las localidades de Ayllón (Segovia) y Atienza (Guadalajara), los materiales triásicos se encuentran discordantes sobre materiales pérmicos. Apoyándose sobre distintos tramos del Pérmico se encuentran unos materiales muy peculiares que marcan el principio de la sedimentación triásica y que presentan unos caracteres muy especiales, por los cuales son asimilables a un depósito tipo "Raña".

Hay que tener en cuenta que las especiales características de estos materiales y las de los que los cubren directamente, hacen que los afloramientos sean en

---

<sup>(17)</sup> En numerosos lugares puede comprobarse que esta afirmación no corresponde a la realidad. El desnivel de la raña no viene determinado por la potencia del sedimento, sino por el encajamiento de la red fluvial, toda vez que, con frecuencia, el material infrayacente a la raña tiene pocas diferencias morfológicas respecto del de la raña.

<sup>(18)</sup> De nuevo es exagerada la afirmación, y falta de constatación en la realidad-terreno. No cabe duda que esta descripción es fotogeológica que no de campo, donde la diferenciación del sustrato se impone.

<sup>(19)</sup> La falta de concreción de numerosos términos hace que las definiciones no sean precisas. ¿A qué se llama rubefacción? ¿Al proceso edáfico? ¿A la simple apariencia rojiza? ¿Hasta qué punto esta secuela es característica de una acción árida? ¿Cuánto se ha discutido y escrito sobre la coloración de las series rojas y sus características genéticas!

general malos y discontinuos. La erosión ha actuado diferencialmente sobre unos y otros; los arroyos, barrancos y ríos no se encajan por el contacto discordante entre Triásico y Pérmico, sino que lo hacen en los materiales que se encuentran directamente encima de los depósitos motivo de esta nota, dejándolos como tapizando superficies cubiertas de suelos y vegetación, con una pendiente que corresponde, normalmente al buzamiento de estos materiales.

Los materiales están formados por grandes cantos y bloques de cuarcitas redondeados y pulidos en una matriz de tipo conglomerático formada por cantos de cuarcitas y alguno de pizarras muy pequeños, muy angulosos y rotos, algunas arenas gruesas muy angulosas y abundantes limos y arcillas. En general todo es muy ferruginoso.

Estos materiales se presentan masivos, sin estructuras internas; sólo se aprecia una cierta orientación de los grandes cantos y bloques de cuarcita, que se colocan más o menos paralelos a la estratificación, orientación apreciable por su forma aplanada en general.

El transporte debió de ser corto, más o menos rápido y en condiciones áridas o semiáridas. Estos materiales se depositaron seguramente al pie de elevaciones bastante considerables, que seguramente se produjeron, o acentuaron al menos, por los movimientos tectónicos que dieron lugar a la discordancia Pérmico-Triásico, tan neta y marcada en toda esta región.

El problema de la génesis de los depósitos tipo "raña" no está resuelto y muy poco es lo que se ha publicado desde que Öhme (1935) empleó por primera vez el término para describir a este tipo de materiales.

Sobre su origen no hay nada claro; hoy en día hay dos tendencias en cuanto al origen de estos depósitos y en ambas se admite un clima árido o semiárido, pero en una es cálido con acción fluvio-torrencial y en la otra es frío con efectos periglaciares de soliflucción. Pero la discusión, como dice Derruau (1966), aún está en pleno auge.

Es posible que se produzcan varios procesos de distinto tipo y que éstos sean los factores causantes de este tipo de depósito; así, puede haber influencias tectónicas, procesos climáticos, procesos edáficos o pedogenéticos y todos juntos, en unas condiciones ciertamente especiales, dan lugar a los fenómenos causantes de este tipo de depósitos. No obstante la solución estará en la multiplicación de observaciones y en los estudios detallados.

- MOLINA BALLESTEROS, E. (1975). Define a la raña, como una formación geológica continental de carácter detrítico con una expresión morfológica y una edad estratigráfica definida y que fue el resultado de un cambio en la interacción de los dos sistemas físicos actuantes (clima y geología), en un área determinada de la superficie terrestre. Se suele apoyar sobre una superficie más o menos ondulada que presenta una alteración química muy desarrollada y en general dicha alteración rebasa los 2 m de profundidad.

Morfológicamente la raña presenta una topografía plana e inclinada muy suavemente con una pendiente nunca superior al 1%. En si misma es una formación de acumulación de materiales, pero su superficie, que tiene carácter de relicto pues no es estable en las condiciones actuales, representa una superficie de equilibrio entre la erosión y la sedimentación de procesos morfogenéticos pasados. La raña no es una formación de ladera sino que es una formación de aluvionamiento, con un clima de tipo estacional no árido. El motor, que desencadenó los procesos que dieron origen a estas formaciones fue un cambio en el sistema físico exterior, derivado de los levantamientos en bloques y de la basculación de la Península hacia el W. Los sedimentos de las rañas, se depositaron durante el Plioceno medio superior (Villafranchiense), sobre una superficie de erosión previa del Plioceno inferior-medio.

- MUÑOZ JIMÉNEZ, J. (1976). En "Los Montes de Toledo" considera que el origen de los materiales que constituyen las rañas, se encuentra en las pedrizas que, generadas en condiciones climáticas frías, se acumularon en las vertientes y viejos fondos de valle de los Montes. El transporte y acumulación de estos materiales sobre las superficies de piedemonte existentes al pie de las sierras y modeladas previamente, es contemplado por dicho autor como

propio de un ambiente semiárido no necesariamente cálido. Ambos ambientes pudieran haberse dado a lo largo de un mismo año; considera que estas condiciones se darían con sólo hacerse el clima actual más extremo. Contempla pues las rañas como consecuencia de un régimen morfoclimático de carácter mediterráneo con una larga estación fría y sitúa estos hechos a comienzos del Cuaternario.

Piensa que en su forma y en sus caracteres litológicos y sedimentológicos están los elementos necesarios para intentar su resolución.

Desde el punto de vista de su forma la raña se define como un glacis de acumulación: es una superficie suavemente inclinada de las cercanías de los relieves montañosos a las zonas más alejadas, constituida por aportes detríticos que tienen en aquéllos su área fuente. En algunos casos estos glacis muestran una planta en forma de abanico con su parte más estrecha en el contacto con las elevaciones de los que sus materiales proceden, suscitando la imagen de grandes conos de deyección muy extendidos.

- GALLARDO, J.F. Y EGIDO, J.A. (1977). Se refieren a las rañas diciendo que tienen suelos pedregosos, cuyo color es ampliamente variable; los horizontes gleyzados presentan colores amarillentos, los más aireados colores pardos y pardo rojizos, aunque son frecuentes los horizontes profundos fuertemente rojos.

*Sobre la edad de la raña, dado que la superficie de este material data, como mínimo, del principio del Cuaternario, es lógico pensar que los suelos sobre esta superficie son los más antiguos, ya que se han podido continuar formando a lo largo del Cuaternario.*

En los suelos de raña, se encuentran suelos muy antiguos, gleyzados en profundidad y que se pueden clasificar como acrisoles y también planosoles.

- MARTÍN ESCORZA, C. (1977). Las rañas se consideran pliocenas, y aunque han sido afectadas por erosión posterior (es decir, principalmente la cuaterna-

ria) puede decirse, por su forma y disposición general, que su amplitud y longitud máximas actuales son las mismas que alcanzaron desde su origen. La erosión, eso sí, ha penetrado y modelado estas masas, haciendo desaparecer parte de su volumen pero, en general, aún es posible reconocer su forma y disposición original.

La raña no es un depósito generalizado que cubre todas las depresiones entre las alineaciones cuarcíticas, sino que, aún siendo estas frecuentes y teniendo gran amplitud, los fanglomerados en abanico o conos de deyección de tales sedimentos, se localizan en áreas o puestos preferentes y restringidos.

Tales formaciones no se encuentran en continuidad una de otra, ni parecen, en general, formar una sucesión encadenada, sino que más bien son depósitos aislados, ocupando cada uno gran extensión superficial pero independizados de los demás. En general las grandes acumulaciones se encuentran muy distanciadas entre sí.

Considera que los factores climáticos y litológicos, aunque importantes, no son los principales a tener en cuenta a la hora de buscar el origen de estos depósitos; da mayor importancia a la dinámica de movimientos diferenciales en la vertical, relacionados con una actividad tectónica durante el Plioceno y con una megaestructura de alcance cortical, denominada por Alía Medina (1976) "Bóveda Castellano-Extremeña".

- MEDINA FERNÁNDEZ, A. (1977). En "Evolución de los suelos en el Valle del Henares", ha tratado de correlacionar las características mineralógicas, grado de evolución, procesos edáficos y cronología de los suelos, con la posición fisiográfica de los distintos niveles de terraza del Henares y de su relación con los niveles de raña atribuidos por Hernández Pacheco al Plioceno.

Mediante el estudio mineralógico de los minerales pesados en las fracciones media y fina de la arena, se ha identificado la asociación mineralógica estaurolita-granate-turmalina, concentrándose ésta en la fracción media (0,5 - 0,2 mm) estimándose que dicha fracción es la más significativa.

En los suelos de la superficie de la raña se observa como dato diferenciativo una marcada escasez de granate.

La fracción arcillosa está compuesta por mica, caolinita y montmorillonita y tampoco se han observado variaciones significativas de dicha asociación mineralógica, en los suelos de las distintas terrazas. Los procesos edáficos de los distintos suelos identificados no han sido lo suficientemente intensos como para provocar diferencias en dicha composición mineralógica.

A la vista de los resultados se puede asegurar que los minerales de la arcilla preexistían en los sedimentos que dieron origen a los suelos y se han conservado en un medio poco agresivo persistiendo en los distintos suelos, aunque el grado de evolución de los mismos es muy variable.

La presencia de horizontes de acumulación de carbonato cálcico de distinta y variada naturaleza es común en todos los suelos estudiados, exceptuando los del nivel más reciente y los de la superficie de la raña. El origen de estos horizontes dado su gran espesor y naturaleza, hay que atribuirlo fundamentalmente a fenómenos de hidromorfismo y movimiento lateral de aguas cargadas con bicarbonato cálcico. Estos depósitos de carbonato cálcico están ligados a la red hidrográfica del Henares y están ausentes en los niveles superiores correspondientes a la superficie de la raña.

Por el estudio edafológico se consideran suelos actuales los aluviales, pardos calizos y pardos mediterráneos; y paleosuelos, los suelos rojos mediterráneos y los planosuelos de los niveles superiores. Por ello los caracteres edáficos actuales son los correspondientes a la formación del *epipedi*ón móllico, formación del horizonte B estructural y formación del B textural por argilización y parcial eluviación de la arcilla. Los paleocaracteres reconocidos son los de formación de los potentes horizontes de acumulación de carbonato cálcico, rubefacción y la intensa eluviación e hidromorfismo de los suelos de la superficie de la raña.

- VAUDOUR, J. (1977). Considera que pueden existir en la Península Ibérica formaciones tipo raña<sup>(20)</sup> originadas en épocas diferentes, por procesos morfogenéticos también diferentes. En el caso de la raña de Mesones (Guadalajara), de edad Plioceno medio-superior (Villafranquiense), sugiere como causante un proceso morfogenético de tipo climático, inclinándose por un ambiente semiárido con una estación fresca en la que se producirían fenómenos de periglaciario en las alturas<sup>(21)</sup>. En este caso, la deposición de los materiales de la raña, transportados en un régimen fluvial antiguo, se efectuó sobre un glacis de acumulación tipo piedemonte modelado probablemente también en el Plioceno. Otras formaciones detríticas groseras, como las existentes en las inmediaciones de Robledillo de la Jara (Montes de Toledo) y que presentan cierto paralelismo con los depósitos de raña Villafranquiense pudieron, según él, haberse originado en el Infrapontense y el Plioceno inferior-medio, dentro de un contexto fundamentalmente morfotectónico.
  
- ZULUETA ARTALOYTIA, J.A. de (1977). En el estudio que realiza sobre "La tierra de Cáceres", se refiere a las rañas diciendo: En esta zona se han reconocido ya desde antiguo estos depósitos muy típicos. Donde se conservan mejor constituyen superficies planas cubiertas de matorral generalmente, que reciben el nombre popular de "mesas" (mesadas) y también el de llanas. Son terrenos en principio pobres, poco adecuados para el cultivo, pues el pedregal que lo constituye hace difícil las labores, su poder de retención de agua es muy escaso y su riqueza en elementos asimilables muy reducida; pero también se han labrado, dada la escasez en los lugares donde se localizan de terrenos al menos llanos. Se ubican preferentemente en la zona intramontañosa de la Sierra de San Pedro y cercanas a los relieves cuarcíticos, que les proveyeron de material.

Las rañas, indudablemente vinculadas a las zonas de alimentación cuarcíticas, están hoy separadas de la montaña por amplias vaguadas; en sus bordes se

---

<sup>(20)</sup> ¿Qué diferencia existe entre la raña y la formación "tipo raña"?

<sup>(21)</sup> ¿Cómo se puede afirmar una edad Plioceno -Medio-Superior (Villafranquiense), a la que se le asignan fenómenos periglaciales? ¿Dónde consta que existieran estas manifestaciones de frío en los finales del Plioceno? Los datos referentes a la fauna y flora lo desaconsejan.

abarrancan, sobre todo si han sido labradas. Debieron tener, pues, una extensión mucho mayor que hoy día, ya en proceso de destrucción. Empastan el relieve infrayacente, y localmente pueden reconocerse paleocauces rellenos por los depósitos de raña, lo que indica un período de acumulación tras un proceso erosivo.

En las laderas son frecuentes las pedreras, constituidas por canturrales angulosos, apenas desgastados, de cuarcita. Se localizan debajo de los cejos cuarcíticos, sobre todo en las umbrías. Hoy día están colonizados en parte por la vegetación y muy alterados superficialmente.

En las rañas aparecen suelos areno-limosos en los horizontes superiores y arcillosos en los inferiores, bastante ácidos y pobres en elementos nutritivos. Su drenaje es malo, y soportan una vegetación de matorral, sin apenas aprovechamiento agrícola. Tradicionalmente se han atribuido las rañas al Plioceno, bajo unas condiciones climáticas muy áridas, con aguas ocasionales muy impetuosas, de gran competencia y tipo sheet flood. Darían así lugar a un amplio glacis que empastó el relieve anterior<sup>(22)</sup>.

- GEHRENKEMPER, J. (1978). En "Rañas und reliefgenerationen der Montes de Toledo in Zentralspanien", se efectuaron investigaciones concernientes al desarrollo del relieve de los Montes de Toledo y de las regiones meridionales y septentrionales al pie de las montañas alrededor de Talavera de la Reina y Guadalupe.

Se estudiaron la extensión y la duración de los procesos de formación del relieve, partiendo de la posición y forma de la superficie y de los análisis de los sedimentos correlativos.

El relieve complejo actual en la zona de los Montes de Toledo, se compone de reliquias de diversas fases de formación precedentes que se documentan en el paisaje actual como generaciones de relieve primeramente climagénéticos

---

<sup>(22)</sup> En realidad no aporta nada, dado el carácter del trabajo.



(en el sentido de BÜDEL). Especial importancia se dio al complejo de formación geomorfológico en la transición de la erosión de superficie del Terciario hasta las generaciones de relieve del Pleistoceno con formación de terrazas. La génesis de los glacis se explican como una "prosiguiente evolución tradicional" de los sistemas terciarios de superficies. Las fases siguientes de formación de rañas son una continua transición entre las diferentes formas del relieve de la Era Terciaria y Cuaternaria, en dependencia del cambio de dinámica exógena con determinadas condiciones marginales litológicas y epirógenas.

A consecuencia de un clima árido en la mitad del Plioceno se formó sobre los restos de la antigua superficie de erosión un glacis tradicional que es idéntico a la superficie básica de la raña. Después de la formación de este glacis un clima ligeramente más húmedo produjo una labilización del antiguo detrito cuarcítico mio-pliocénico grueso y éste se acumuló sobre el glacis en forma de rañas. Este proceso se desarrolló en tres fases, como demuestran los análisis morfométricos y situmétricos:

La formación de rañas empezó con un automovimiento de las masas en forma de corriente de fango, pero que se restringe sobre todo a las partes cercanas de la montaña y a los sedimentos de "fanger" inferiores. En los depósitos situados encima, principalmente en la parte media del glacis, se constata una dinámica torrencial.

La conclusión de la formación de rañas se caracteriza por una situación equilibrada de esorrentía superficial que dio lugar a la formación de la superficie de raña.

Después de la ablación de las reliquias de la Era Terciaria, cambiaron las condiciones de esorrentía superficial en la montaña, a causa de la cantidad reducida de material transportado y se constituyó por un proceso fluvial, especialmente por erosión lateral, la terraza de transición. Sigue una época de incisión de valles cuaternarios con cambios de erosión, acumulación y formación de suelos producidos por modificaciones climáticas.

- LÁZARO OCHAITA, I. y ASENSIO AMOR, I. (1978). Para estos autores la raña, es una acumulación detrítica constituida por un nivel inferior de cantos y otro de arenas, los cuales son el material de partida del suelo. Este término ha sido tan frecuentemente utilizado que, prácticamente, hoy se denomina así cualquier depósito con litofacies semejantes a la raña. Para nosotros tiene más un valor geomorfológico y cronoestratigráfico que de facies. Basándonos en criterios geomorfológicos la hemos datado, en principio, como del Villafranchiense inferior.

La raña se suele apoyar sobre una superficie que presenta una profunda alteración del material desde el N de España a la provincia de Badajoz. Al pie de la Sierra de Guadarrama se labró la S<sub>2</sub>, aprovechando precisamente la profunda alteración de los granitos y gneises.

Todos los datos establecidos por los trabajos de campo pueden explicarse por un incremento de las lluvias en el curso del ciclo pluvial-interpluvial. Tanto por los numerosos niveles morfológicos observados, como por la secuencia de suelos estudiados, pensamos que el Cuaternario, desde el Villafranchiense, se caracterizó por una alternancia de períodos húmedos y áridos.

- SANZ DONAIRE, J.J. (1979). En "El Corredor de Béjar", primera parte, nos describe que en todos los cortes efectuados en estos materiales se aprecian las características típicas de la formación: cantos ennegrecidos o de corteza rojo negruzca en superficie, coloración ocre-amarillenta en la parte intermedia, que da paso al medio metro, a unas manchas, las de pseudogleyización-segregación plíntica, proceso edafológico que se une estrechamente a este tipo de formación geológica en España. En la parte superior predomina la cantidad de cantos sobre matriz arcillosa, mientras que en la inferior es la arcilla la preponderante.

Las rañas ofrecen un aspecto palmeado a modo de manos con los dedos abiertos, siendo la muñeca del punto del cual proceden, y las digitaciones el efecto de la incisión más o menos profunda de la red fluvial (generalmente incipiente) centrífuga a partir del lugar más elevado.

Llega a la conclusión de que la raña debe asignarse a un tránsito pliocuaternario, un Villafranquiense.

El suelo que sustenta la raña, es planosol o suelo muy lixiviado. La antigüedad de su suelo queda asimismo probada por la presencia en superficie de los cantos con pátina rojonegruzca (costras de manganeso y hierro), que no se ha podido volver a producir en el transcurso del Cuaternario. Por ello parece más aceptable la posibilidad de que se trate de una segregación plíntica, propia de un ambiente tropicaloide, evidentemente desconocido para el Pleistoceno. Esta consideración nos llevaría a la datación de la raña como Villafranquiense Inferior y su suelo como Villafranquiense Superior.

- SANZ DONAIRE, J.J. (1979). En "Acerca de los montes-isla españoles", se refiere a este término, diciendo que algunos autores como Hernández Pacheco, F. (1947) y Solé y Llopis (1952) sitúan los montes-isla como los de Trujillo coetáneos de los mantos de derrubios de la raña.

El vocablo "inselberg" se ha traducido al castellano por montaña-isla, monte-isla, cerros aislados, graníticos y que destacan notablemente sobre la llanura circundante.

Sirve como expresión, morfográfica, descriptiva y sentido genético.

Su conexión con las zonas aplanadas le acerca al problema, de las superficies de erosión, aplanamiento, glacis, penillanura y pedillanura.

Los textos de Geomorfología, expresan como características de los montes-isla las siguientes: relieve o monte aislado, en grupos o macizos; de altura indeterminada; se levantan sobre una pedillanura o glacis, pediment o rampa en roca dura, sobre una superficie ondulada con roca al descubierto o bien un delgado manto de arenas o piedras; siendo necesario un contacto con knick o ruptura brusca de pendiente; puede existir un manto de acarreo fluvial de suave pendiente; existen por variedad litológica o de diaclasado; y gran variedad en la distribución geográfica, se incluyen en el medio desértico

aunque existen en climas tropicales húmedos; se generan en climas tropicales de estaciones contrastadas, aunque pueden ser criptorrelieves exhumados.

Chaput (1968) los encuentra en cuarcitas, calizas marmorizadas, granitos y neises, pero no se pronuncia respecto a su edad. Para Sierra Morena, sus trabajos nos revelan que la superficie pretriásica, aunque retrabajada en el Cuaternario sobre todo hacia el W queda salpicada de inselberge, cuarcíticos, como en Villamanrique o por el granito de la Virgen de la Cabeza, en donde la topografía puede confundir las superficies miocena y pretriásica.

Fue Vidal Box (1944) quien llama la atención sobre estos relieves aislados, a los que hace correlativos de los sedimentos de raña.

La raña, en los cortes cercanos a Navahermosa o Arisgotas, se sitúa sobre un granito profundamente alterado, al que no es capaz de evacuar, luego difícilmente tendría capacidad erosiva para labrar los montes-isla de resistencia. No está de acuerdo con Fischer en el supuesto de que la alteración de la raña es contemporánea al depósito de la raña (1974), ya que esta descomposición es igualmente visible debajo del Terciario de facies de borde, roja, en la carretera de Huerta de Valdecarábanos a Mora.

SANZ DONAIRE, J.J. (1979-80). En su trabajo de "Análisis comparativo de la morfometría de cantos de la raña...", se refiere a distintas áreas de raña.

*En la primera, la de Riaza (Segovia), describe el substrato como constituido por arcillas, limos y arenas fuertemente rojizos, típica facies de borde, junto con los conglomerados, que aquí no aparecen, del Mioceno de la cuenca duriense.*

Topográficamente corresponden a una vasta planicie ligeramente inclinada hacia el centro de la cuenca.

En la raña de Morasverdes (Salamanca), está constituida por cantos exclusivamente de cuarcita, rojo negruzcos, y el material en el que se engastan los

cantos es tierra vegetal oscura, también existen cantos de cuarcita empastados en una masa ocre, y cantos pálidos, y con el moteado rojizo característico. *La base del sedimento está formada por arcillas rojas con cantos de cuarcita*, en algunos lugares con manchas más claras, atribuidas al Mioceno.

En la interpretación de los hechos, las aseveraciones pueden llegar a ser radicalmente distintas. Se habla siempre de un accionamiento torrencial, pero mientras que para Asensio y sus colaboradores hay que admitir una etapa fría previa, -lo que incluso conduce a Muñoz Jiménez a encuadrar la raña dentro del Cuaternario-, o al menos periglacial en la montaña (al comentar el pie de Somosierra), para los autores germanos debe tratarse de un clima cálido y árido, que preparase profunda y mecánicamente las cuarcitas. Se apoya para ello en la presencia de una alta proporción de montmorillonita en la superficie prerraña. Se interpretan entonces los sedimentos como fanglomerados ("Fanger"). Eloy Molina no cree necesario un clima árido, sino simplemente de estaciones contrastadas. Cabe una cuarta posición, la que sostiene, sobre la base de datos diferentes, Martín Escorza: la preparación del material cuarcítico por efecto de una pulsación tectónica, así como la deposición de la raña a favor de los movimientos tectónicos que producirían: 1) saltos verticales; 2) basculamiento más o menos pronunciado que controlarían la extensión longitudinal de los depósitos.

Este autor cree que el factor tectónico queda por delante de cualquier otro (climático).

Como conclusión extrae las siguientes ideas:

1. No se puede hablar de una etapa fría como preparadora de los cantos de la raña basándonos en la morfometría de los mismos.
2. La tendencia de los fragmentos de cuarcita que se desprenden de las serratas es a formar paralelepípedos, cubos y cuerpos romboidales, netamente influidas por el tipo de fracturación tectónica de este

material, combinado con la naturaleza de la roca (por lo general bastante isótropa).

3. La gran similitud de los sedimentos estudiados tal vez resultara de la conjugación de dos factores:

- Un clima estacional capaz de evacuar el material que previamente hubiera preparado la tectónica.
- Unas condiciones geomorfológicas definidas: tras una etapa de distensión, génesis de fosas tectónicas, en proceso de colmatación por fanglomerados, movidos como depósitos de corriente de barro (matriz interpuesta entre los clastos) o de colador.

4. Para la raña podemos afirmar que se generó como abanicos aluviales sumamente aplanados cuya coalescencia originó las extensas superficies cubiertas por el canturreal. Es probable que la matriz se generara como alteración del zócalo, así como fruto de la desintegración del material más atacable en el propio sedimento.

- FERNÁNDEZ CABALLERO, D. (1980). En "Estudio geomorfológico de las rañas de Somosierra", señala: La raña es un sedimento predominantemente grueso, que se encuentra al pie de las sierras de constitución litológica de cuarcitas y pizarras.

No aparece ubicada a lo largo de todo el piedemonte de estas sierras, sino en lugares determinados.

Los restos que quedan en la actualidad de las rañas de Somosierra poseen forma digitada, porque originariamente era abanicos aluviales, esto es, a modo de conos de deyección pero más aplanados y extendidos.

Para que pudieran depositarse necesitaron una etapa tectónica anterior, que fracturó las cuarcitas. La fracturación debió ser local.

De los análisis granulométricos se piensa que en la cabecera se movió el sedimento de forma solifluidal. También lo hizo así la base del sedimento. Sin embargo, el proceso fue fluvial (acuático) en los tramos superiores de la raña, lo mismo que el borde anterior.

El clima cuando se depositó la raña, lo más probable es que fuera caolinizante, porque la caolinita aparece casi en solitario en las muestras. La total alteración de los cantos de pizarra -cuando existen- y de los cuarcíticos ("cantos pálidos") indican una meteorización intensa.

- MOLINA BALLESTEROS, E. (1980). En "Alteración relictas y morfogénesis del Macizo Cristalino de Toledo", habla de los procesos morfológicos que se han sucedido durante el Plioceno en el macizo cristalino de Toledo, estableciéndose una aproximación en su cronología absoluta.

Se refiere a las formaciones de raña diciendo: Desarrolladas hacia el W su cabecera coincide aproximadamente con la de las rampas pliocenas, pero hacia abajo se encajan en ellas con una pendiente de un 7-8%. Por esta razón encontramos la zona de alteración y los ciclotemas carbonatados por debajo de esta formación.

A medida que nos desplazamos hacia el W y nos alejamos de las sierras, la raña decapita a los materiales detríticos carbonatados, penetrando directamente en la zona de alteración sin llegar en ningún caso a eliminarla totalmente. Dentro de los ciclotemas y bajo la raña se localizan restos de suelos fósiles, todos ellos con intensos rasgos de hidromorfismo.

- FERRERAS CHASCO, C. (1981). En su tesis doctoral "El Norte de la Meseta Leonesa" dice: Litológicamente se definen las rañas como un fanglomerado o conglomerado suelto formado por cantos heterométricos principalmente de cuarcita empastados en una matriz fina de coloración rojiza. También hemos destacado repetidamente su perfil abombado en forma de medio domo muy aplanado.

Las características de las rañas obligan a pensar en un depósito procedente de la erosión de vertientes montañosas bajo un clima árido con fuertes lluvias ocasionales capaces de extenderse mediante arroyada en manto sobre la planicie del borde de la cuenca. Topográficamente forman inmensos conos muy aplanados cuyo punto más alto y de arranque se sitúa (o debió situarse) en la desembocadura de los ríos en la cuenca sedimentaria.

La raña tendría por lo tanto un origen fluvial; sería una especie de gigantesco cono de deyección de un río de régimen espasmódico capaz de arrastrar muy lejos materiales heterométricos en sus ocasionales y brutales crecidas. Su formación habría tenido lugar por tanto bajo un clima árido.

La raña reposa horizontal, aunque con una clara pendiente en el sentido de arrastre, indistintamente sobre cualquiera de las facies miocenas incluso donde el Mioceno en el borde de la cuenca presenta buzamientos sensibles lo que supone un arrasamiento previo o paralelo lo suficientemente perfecto para ser recubierto por el delgado manto detrítico que es la raña.

Junto al aporte alóctono fluvial podría haber también un cierto aporte local por arroyamiento de las irregularidades del relieve previo que terminarían por ser niveladas y sepultadas. La superficie es llana pero la base no tiene por qué serla necesariamente.

El encajamiento de la red fluvial durante este período va acompañado del desarrollo de una nueva superficie de erosión encajada en la finipontense o prolongándola donde el ahondamiento del cauce de los ríos fuera poco importante, sobre la cual se depositarán las rañas al producirse un cambio climático tendente a una fuerte aridez a comienzos del villafranquiense.

Se acepta unánimemente que la formación de glaciares y terrazas escalonadas es consecuencia de las oscilaciones climáticas a partir de la deposición de las rañas en el villafranquiense y su significación morfogenética.



- ESPEJO SERRANO, R. (1981). En "Estudio del perfil edáfico ...., nos habla de estos materiales como característicos del Macizo Hespérico, donde están relacionados, de una forma más o menos directa, con los afloramientos cuarcíticos de sus sierras, apoyándose normalmente sobre una superficie de erosión de tipo glacis-piedmont. Constituyen una ayuda para el estudio de los procesos morfogenéticos y por tanto de su ambiente de deposición.

Según este autor, son formaciones detríticas continentales; la caracterización de toda formación detrítica, lleva anejo, aparte del estudio litológico y sedimentológico de la formación en sí, un conocimiento lo más exhaustivo posible del área madre, o de procedencia de los sedimentos; este conocimiento es necesario a la hora de establecer el grado de evolución y madurez del sedimento.

Lo que en su día debió constituir unidades de vasta extensión<sup>(23)</sup>, actualmente aparece fraccionado en una serie de superficies independientes separadas por ríos y arroyos que ejercen una intensa acción erosiva remontante sobre las mismas. Como resultado de ello, se ha desarrollado un sistema de valles de direcciones radiales y a veces paralelas, que limitan una sucesión de mesas alargadas que a modo de tentáculos, arrancan de la parte superior o cabecera de la formación, aún no alcanzada por la acción remontante de los cursos de agua y se extienden a lo largo de kilómetros, de modo que el conjunto en planta, recuerda a la palma de una mano con los dedos extendidos y separados.

Piensa que no son formaciones de ladera, sino más bien de aluvionamiento; sus superficies constituyen glacis de piedemonte, que fosiliza una superficie de erosión previa y no un glacis de vertiente.

Respecto a la posición geomorfológica, opina: Las rañas en nuestro país se sitúan por encima de los niveles de terraza fluvial y hacen en muchos casos de divisoria de aguas entre cuencas diferentes. De ello inferimos que son más

---

(23)

Nosotros comulgamos más con la idea de Martín Escorza de que las rañas fueron ya concebidas separadas.

antiguas que los niveles de terraza y que se generaron con anterioridad al encajamiento de la actual red fluvial.

El estudio de los materiales detrítico-gruesos revela que éstas se depositaron en un régimen torrencial, bajo un ambiente árido-semiárido en forma de grandes conos de deyección<sup>(24)</sup>.

La datación de las formaciones tipo raña, resulta problemática. El problema se complica, si como parece ser probable, no todas las formaciones detríticas que presentan la morfología tipo raña sean sincronas.

Hasta el presente, todos los intentos de datación de las mismas, se ha hecho por vías indirectas, relacionándolas con otras formaciones situadas por encima o por debajo.

Las rañas en nuestro territorio se apoyan sobre una superficie de erosión previa, post-pontense, correlacionable con la superficie M<sub>2</sub> de SCHWENZNER del Plioceno medio, definida en el Sistema Central.

El basamento de las rañas, se ve afectado por un profundo frente de alteración química, que afecta a los sedimentos miocenos y a las grauvacas, pizarras y areniscas precámbricas y paleozoicas, reflejo de las condiciones biostáticas que debieron existir previamente a la implantación del ciclo morfogenético de las rañas (reexistático).

Tentativamente, les asignamos una edad Plioceno medio-final, posterior a la de la superficie M<sub>2</sub> de SCHWENZNER y predonauense.

- GALVÁN, J. y SANZ DONAIRE, J.J. (1982). En "Problemas de alteraciones en el sector Occidental del Sistema Central Español", se refieren a las rañas diciendo, que las muestras del substrato de la raña, demuestran el valor

---

<sup>(24)</sup> No es necesario que sea en un ambiente árido-semiárido para que haya heterometría, sino que los conos o abanicos aluviales sólo precisan desnivel y planitud en la cuenca → imposibilidad de evacuación → depósito.

impuesto por el tipo de roquedo. Mientras sobre las pizarras se genera montmorillonita, en el granito prevalecen haloisita-caolinita. Las esmectitas precisarían de un ambiente húmedo con estación seca. Algo semejante parece indicarnos la haloisita del granito subyacente: si la caolinita puede generarse en unas condiciones de desaturación neta, esto es, con drenaje libre, y agua abundante, la haloisita se origina en un ambiente menos desaturado, con una marcada sequía. Asimismo es preciso señalar que persisten feldespatos a pesar de la alteración profunda.

La raña presenta, como en todos los lugares donde ha sido estudiada, una clara predominancia de caolinita. En la práctica no existe diferenciación en la fracción arcillosa del entorno de los pisolitos respecto de la matriz que engasta los cantos de cuarcita.

- CABRA, P. et al. (1983). En "Estudio geomorfológico de Cuaternario..." dicen que la raña es considerada por la mayor parte de los autores modernos, como una superficie con depósito, abanicos aluviales y de edad Plio-cuaternaria.

Su composición es fundamentalmente cuarcítica, aunque también posee cantos de cuarzo que se suelen dar en los tamaños más pequeños. La mayoría de los cantos están rubefactados y a veces decolorados. La matriz es arcillosa, de color rojo, con algo de arena y limo.

- IZCO, J. (1984). En "Madrid verde", se refiere a las rañas diciendo: Se ha hablado mucho sobre el tipo de clima que dio lugar a las rañas. Dentro de las opciones que se manejan, la interpretación mineralógica apunta hacia un clima que se ha calificado de tropical o subtropical, cálido, con grandes precipitaciones torrenciales alternando con estaciones secas. Sobre el régimen torrencial violento caben pocas dudas pues se hallan mezclados elementos finos y gruesos, sin ordenación por tamaños, como correspondería a los arrastres bajo un clima más uniforme.

En sentido estricto, la raña no es un tipo de suelo - al menos actual -, es un substrato relicto que se comporta como material originario de suelos con

frecuencia poco evolucionados. De cuando en cuando, bajo los horizontes superficiales de las rañas, existe una capa de naturaleza arcillosa, impermeable, que es causa de un drenaje defectuoso y de la formación de charcos y pequeñas lagunas. Sobre su edad pueden datarse como pliocenas.

- TELLO RIPA, B. (1984). En "Estudio geomorfológico de un sector de la cuenca del Tajo", se refiere a estos materiales diciendo: El Plioceno de la zona está representado por los depósitos tipo "raña", constituidos por un conglomerado de cantos de cuarcita con una matriz arenosa de color rojo. Aunque ocasionalmente pueden aparecer bloques grandes, en esta formación predominan los cantos de unos 5-6 cm de eje mayor, pudiendo presentar alguno de estos cantos patinas pardas y negras que los envuelven parcialmente. Localmente, las gravas y cantos pueden desaparecer por completo, aflorando en este caso unas arcillas rojas, ligeramente arenosas, algo micáceas<sup>(25)</sup>, y que representan intercalaciones en forma de lentejones, dentro de la serie compuesta fundamentalmente por canturral.

Estos depósitos dan una morfología muy típica, de amplias llanuras suavemente inclinadas que descienden lentamente desde las alineaciones cuarcíticas de los Montes de Toledo hasta las terrazas del Tajo, con las que llegan a enlazar<sup>(26)</sup>.

Su génesis es otro punto conflictivo. Hay autores que asocian su formación a climas cálidos y húmedos con épocas de grandes lluvias. Sin embargo, la observación de una secuencia gradual dentro de estos depósitos, desde los tramos de enlace con las terrazas del Tajo hasta el pie de los Montes de Toledo y su perfecto enlace con los actuales depósitos de pie de monte, hace

---

<sup>(25)</sup> Se puede poner en duda que exista mica en la raña, dada la fuerte e intensa actividad edáfica posterior. No obstante depende de las áreas fuente.

<sup>(26)</sup> El enlace, ¿es topográfico?, ¿es cronológico?, ¿es genético? La autora no lo distingue, y por ello, incurre en notables errores.

Cronológicamente diferentes, el hecho de que coexistan en el espacio, no implica una continuidad genética.

pensar que su génesis, si bien con menor intensidad, continúa en la actualidad<sup>(27)</sup> y que es perfectamente compatible con climas continentales extremados, como el que presenta esta zona, opinión también compartida por Aparicio Yagüe.

- ESPEJO, R.(1985). En "The ages and soils of two levels of raña surfaces in Central Spain", estudia las características de dos superficies tipo raña en el SW de la provincia de Guadalajara, así como los perfiles del suelo asociados a cada una de estas superficies. Los perfiles fueron caracterizados morfológicamente y a través de sus propiedades físicas, químicas y mineralógicas. Los resultados de los estudios indican una edad más joven (Donau) Villafranquiense medio, para la superficie más baja (S), con un Alfisol y una edad Plioceno-medio-superior (Villafranquiense inferior) para la superficie más alta con un Ultisol.
- FERNÁNDEZ CABALLERO, D. y SANZ DONAIRE, J.J. (1985). En "Las rañas de Somosierra (Sistema Central Español)", dicen: Desde el punto de vista geomorfológico la fuerte desnivelación actual de las cumbres (situadas a 2.262 m en su cúspide) respecto del techo de la sedimentación neógena, comporta más de 1.000 m y constituye una energía potencial que, unida a unas condiciones climáticas favorables, así como en relación con algún accidente tectónico concreto, han permitido el despliegue de abundantes materiales de pie de monte, a los que llamamos rañas. Estas formaciones se caracterizan por lo siguiente:
  - 1) Topografía: llana, ligeramente inclinada hacia los fondos de valle de los grandes colectores; localmente puede haber sido muy destruida, lo que ha originado apenas colinas o "cerros-testigo". Otras veces aparecen vastas llanadas, de planta palmeada, por las digitaciones de los arroyos que las disecan.

---

<sup>(27)</sup> A igualdad de enlace topográfico igual enlace genético es sumamente peligrosa, y produce este tipo de falsas interpretaciones.

- 2) Litológicamente se trata de una formación conglomerática gruesa, compuesta por canturreal de cuarcitas y cuarzos, subangulosos, dentro de una matriz arenosa gruesa y empaquetada por un alto porcentaje de limos y arcillas. El espesor nunca es elevado, no sobrepasándose los 3-5 m.
- 3) Estratigráficamente se trata de un material detrítico continental azoico depositado sobre diferentes substratos: desde los zócalos -en cuyo caso se encuentran profunda e intensamente alterados- hasta los sedimentos de relleno de las cuencas terciarias (paleógeno, mioceno e incluso plioceno). Su cronología apunta hacia un Villafranquiense, en el tránsito del Plioceno al Cuaternario; su edad absoluta en torno a 3,2 (+ 0,2) M.a.
- 4) Presenta un suelo típico, el planosol, esto es, un suelo lavado, en superficie con un horizonte blanquecino por eluviación, y en profundidad arcilla iluvial, que provoca unos procesos de hidromorfismo notables (moteados rojiblanco de pseudogleyización) que se han interpretado por algún autor como carácter tropicaloide (segregación plín-tica). Los cantos de la raña por procesos edáficos han sufrido una alteración muy intensa, existiendo pátinas rojinegras en los de superficie, o bien un mimetismo rojiblanco respecto de la matriz, en profundidad. Localmente se han descrito pisolitos de hierro y manganeso.

El problema fundamental lo constituyen las condiciones genéticas: la mayor parte de los autores opinan que es un sedimento transportado por el agua, pero fluyendo ésta sin encauzar. Los cantos se suponen de origen frío por algunos autores, si bien la mayoría opinamos que no hay datos suficientes para tal afirmación.

Finalmente llegan a las siguientes consideraciones:

- a) La raña es un sedimento predominantemente grueso, que se encuentra al pie de la sierras de constitución litológica cuarcítica y de pizarras.

- b) No aparece ubicada a lo largo de todo el piedemonte, sino en lugares determinados, lo cual no es fruto sino de que no se depositó nada más que en emplazamientos privilegiados.
- c) Los restos que quedan en la actualidad poseen en su mayor parte forma digitada, porque originariamente eran abanicos aluviales o fueron desparramados sus depósitos por accionamiento fluvial.
- d) Para que pudieran depositarse fue precisa una etapa tectónica anterior, que fracturó las cuarcitas y desniveló los bloques, generando una energía potencial. La fracturación debió de ser local. Durante la sedimentación del depósito volvió a actuar la tectónica, originándose dos series de conos (raña alta y baja), lo que redujo la pendiente de las rañas superiores.
- e) De los análisis granulométricos podemos extraer que la cabecera se movió de manera solifluidal, empastada a modo de una colada de barro.
- f) Las condiciones para que se pudiera mover este sedimento debieron ser de lluvias espasmódicas, lo cual no necesariamente implica aridez (nada más que estacional).
- g) La caolinita reinante en el sedimento nos habla de un intenso proceso edafogenético posterior, muy activo, lo que se corrobora al observar las intensas alteraciones de los cantos de cuarcita.
- h) El substrato de la raña ha sufrido igualmente un proceso caolinitizante profundo, al que localmente puede acompañar calcita, evidentemente posterior, pero que tal vez abogue por unas condiciones tropicales de doble estación.

- ESPEJO, R. (1986). En "Procesos edafogenéticos y edad de las formaciones..", hace un estudio de los suelos desarrollados sobre las formaciones de

raña relacionadas con la vertiente S de las elevaciones cuarcíticas de los Montes de Toledo, así como de las características generales de la zona. De acuerdo con la morfología de los perfiles de suelo y con los datos analíticos y mineralógicos, se estudian los principales procesos edafogenéticos con especial énfasis en los de alteración, iluviación de arcilla y segregación de oxihidróxidos de Fe. El conjunto de las características de estos suelos (Palexerults) permite correlacionar éstas formaciones de raña con otras de una edad Plioceno-medio-superior.

- HERRERO MATIAS, M. (1986). En "Ensayo de aplicación a la región central de España", se refiere a las rañas "Como las formas más antiguas y de mayor impacto geomorfológico corresponden a los glaciares de acumulación de topografía tendida y plana, formados por un fanglomerado de matriz arcillo-arenosa de color rojo, empastando cantos poco desgastados, de cuarcita y en menor proporción de pizarras".

Al final del Plioceno, las condiciones morfoclimáticas degeneraron a una crisis más fría con períodos de fuerte aridez y torrencialidad esporádica que formarían las rampas fanglomeráticas que evolucionaron a principios del Pleistoceno formando y depositando la raña.

- MOLINA, E. y ARMENTEROS, I. (1986). En "Los arrasamientos Plioceno y Plio-Pleistoceno en el sector...", hablan del término "raña" diciendo que es el nombre que los campesinos que habitan en ciertas regiones del zócalo hercínico español dan a unos extensos replanos cubiertos por un canturreal de cuarzos y cuarcitas con una pátina más o menos negruzca. Estos planos ocupan posiciones de piedemonte por encima del encajamiento de la red fluvial en muchas zonas de Extremadura y Montes de Toledo.

En 1916 Gómez de Llarena lo utiliza en la terminología geológica para designar unos materiales que, por su descripción y situación en los Montes de Toledo, corresponden al primer sistema de abanicos aluviales asociados con la red fluvial actual. Su edad debe situarse hacia los 2 M.a. (Pérez González, 1979, 1982 b).



- SANZ DONAIRE, J.J. (1986). En "El corredor de Bejar" tomo II, dice: Otro de los sectores del piedemonte septentrional del Sistema Central viene caracterizado por la presencia de "rañas", que pueden considerarse con pleno derecho fanglomerados, dado que Kaiser (1927) los define como "la mezcla singular de componentes de grano grueso y de tamaño grosero con componentes de grano fino, arenosos e incluso pulverulentos, dentro de bancos definidos, con un rodamiento relativamente reducido de los fragmentos".

Dos puede decirse que son los ámbitos en que se localizan las rañas y marcan, el carácter y la morfología: en torno a la Sierra de la Peña de Francia, y como punto característico Moraverdes, aproximadamente en su centro, y en segundo lugar entre Monleón y Casillas de Monleón y Endrinal.

En la raña de Morasverdes, la primera nota a tener en cuenta es la amplitud. De vasto desarrollo horizontal, ocupan lugares tan alejados como Serradilla del Llano, Tenebrón, Tamames y El Cabaco. En este caso no es necesario advertir cómo la presencia de estos conglomerados cuarcíticos tienen como origen los relieves de la Sierra de igual composición litológica que la Sierra de la Peña de Francia, a la que ciñen.

El segundo gran motivo de interés para el geomorfólogo es su aparente horizontalidad, su "planitud", aunque, como en todo sedimento subaéreo, exista una pequeña inclinación hacia las profundidades máximas de la cuenca del depósito.

Aunque se ha escrito mucho acerca del suelo que sustenta la raña, y la mayor parte de los autores están de acuerdo en admitir su clasificación, según el sistema de la FAO, dentro de los planosoles (Vaudour, J. 1979), algunos autores (Gallardo, J.F. y Egido, J.A., 1979) en el área que ahora nos incumbe los dan como acrisoles órticos, pero en definitiva es un suelo lixiviado pseudogleizado.

Del primer golpe de vista que ofrece el dibujo del trazado en planta de los límites de la raña parece seguirse un único modelo de comportamiento que

bien puede echar luz acerca de su origen: las rañas ofrecen un aspecto palmeado a modo de manos con los dedos abiertos, siendo la muñeca del punto del cual proceden, y las digitaciones el efecto de la incisión más o menos profunda de la red fluvial (generalmente incipiente) centrífuga a partir del lugar más elevado. De este modo todo parece indicar que el depósito de la raña se sedimentó a modo de unos inmensos conos o abanicos aluviales de características propias: sin apenas inclinación, pero existente, y con un notable abombamiento de las márgenes, por las que fluyen en la actualidad los colectores de mayor envergadura.

- ESPEJO, R. (1987). En "The soils and ages of the raña...", hace un estudio de los perfiles del suelo de las formaciones de raña relacionadas con las sierras de Altamira y las Villuercas, en relación con la vegetación y la posición fisiográfica. Las conclusiones a las que llega, es que los suelos son caoliníticos, muy alterados y sin apenas minerales meteorizables en la fracción arena, presentan en parte de los horizontes B<sub>t</sub>, segregación de oxihidróxidos de Fe de tipo plántico. Las características de los suelos y el grado de alteración de los cortes y bloques cuarcíticos son análogas a las de los suelos desarrollados sobre las formaciones de raña más viejas de las hasta ahora estudiadas en España Central, llegando a la conclusión de una edad tentativa del Plioceno-medio-superior.
- GARCÍA, A.; IBAÑEZ, J.J. y PASTOR, J. (1987). En el artículo "Relaciones suelo-pasto en superficies de tipo raña", han realizado un estudio en las superficies tipo raña, que se extienden desde la Sierra del Alto Rey hasta las proximidades de Guadalajara. La zona entra a formar parte de la depresión del Tajo, que se encuentra rellena de materiales neógenos detríticos continentales en los que aparecen arcosas, conglomerados y fangos. En la depresión, la morfogénesis más reciente se caracteriza por un modelado de erosión o erosión-acumulación que arranca del Plioceno superior (Gallardo et al. 1987). Se forman de este modo una serie de superficies escalonadas que constituyen la divisorias de aguas al S y E del Sistema Central (cuencas del Jarama, Sorbe y Bornova). Estas unidades, en las que las cotas máximas y mínimas oscilan

aproximadamente entre los 1200 m y los 820 m, se han llamado popularmente "rañas" y su pendiente, generalmente, no supera el 1 %.

Las edades estimadas de estas superficies oscilan del Neógeno Superior al límite convencional Neógeno-Cuaternario (Pérez-González, 1982; Pérez-González et al., 1987 y Gallardo et al., 1987). La litología de los depósitos consiste básicamente en conglomerados y gravas con cantos en su mayoría cuarcíticos, aunque también aparecen cuarzos y clastos de pizarra y su espesor no parece sobrepasar los 10 m. Sobre estas superficies y glaciares aparecen suelos muy evolucionados, extremadamente pedregosos, ácidos y con problemas de hidromorfía que pertenecen a los órdenes Alfisoles y Ultisoles (Soil Taxonomy, 1975), estando los más antiguos, distróficos y evolucionados, sobre las superficies más altas.

- GONZÁLEZ MARTÍN, J.A. y ASENSIO AMOR, I. (1987). En el "Estudio geomorfológico de paleoformas...", se analizan las características geomorfológicas y sedimentológicas de las diversas acumulaciones sitas al N de Madrid, entre Torrelaguna y el embalse de El Vado. Entre ellas cabe citar:

- 1) Formación de grandes bloques y conglomerados calizos: Se asienta discordantemente (angular y erosiva) sobre la orla mesozoico-paleógena; presenta posiciones contrastadas (elevadas y deprimidas) y desaparecen rápidamente hacia el interior de la Cuenca Sedimentaria del Tajo. Constituyen una respuesta detrítica a una pulsación tectónica post-yesos paleógenos. La edad de esta unidad debe ser considerada como miocena.
- 2) Formación de grandes bloques blanca: Constituye una repetida acumulación asociada a la paleoforma del Lozoya y se insertan tanto dentro de ella (fossilizándola) como fuera (margen izquierda del valle del Jarama). Está compuesta por grandes bloques de granito y gneis de procedencia lejana mezclados con otros de cuarcita y pizarra. Fossiliza discordantemente los bloques calizos miocenos (Arroyo de las Hoces) y también una unidad de bloques, de entidad intermedia, que ha sido

observada puntualmente (estribo Presa de El Atazar) y cuya importancia habrá de tenerse en cuenta.

- 3) Formación de grandes bloques pardo-rojiza: presenta dos cuerpos litológicos, el inferior con cierta cantidad de material eruptivo y metamórfico que se añaden a notables proporciones de cuarcitas y pizarras; aquellos presentan elevada alteración por lo que es fácil presumir su retoma a partir de los bloques de la unidad blanca; por el contrario, el conjunto superior muestra casi exclusivamente cuarcitas mezcladas con cuarzos y pizarras; por su litología y al ocupar posiciones dominantes ha sido confundida con la "raña" villafranquiense sin que se advirtieran las profundas diferencias de facies, morfometría de elementos (Sur de Uceda y alrededores de Casa de Uceda), posición geomorfológica contrastada, espesor, etc.

La formación pardo-rojiza también desborda la margen derecha del Jarama y rellena con notable importancia (tanto por su espesor, como por la extensión geográfica que ocupa) el sector norte de la Cuenca del Tajo: hacia el Sur fosiliza las potentes arenas blancas de la desembocadura del Arroyo de Matarrubia y se instala, igualmente, en los alrededores de Casas de Uceda, quedando por debajo de la raña villafranquiense; también alcanza el sector de Uceda, donde la "formación de grandes bloques pardo-rojiza" fosiliza a su vez diversas unidades sedimentarias neógenas (Basurero de Uceda); es interesante señalar que tanto al N de Casa de Uceda, como en el área de Uceda e inmediaciones de la carretera de Valdepielagos al cruce de la de Uceda al Cubillo, la FGB pardo-rojiza yace sobre un importante enrejillado carbonático, bien desarrollado y muy constante situado en torno a 800 m.

- 4) Formación El Vado: Esta unidad presenta una potencia superior a 80 m y se halla constituida por una repetitiva alternancia de lechos con material detrítico grueso y fino. Las litologías que intervienen son, casi exclusivamente, cuarcitas y pizarras.

Esta formación de El Vado avanza, hacia el Sur, a modo de una ancha, espesa y sinuosa banda hasta las inmediaciones meridionales de Matarrubia; allí, la mencionada presencia de los estratos arcillosos de la facies Guadalajara (Arroyo de Malaguilla) hacen necesario un estudio que examine el tipo de relación estratigráfica entre ambas unidades sedimentarias.

- 5) **Formación Puebla de Valles:** Se trata de un conjunto detrítico espeso (+ 100 m) integrado por elementos de litología exclusivamente pizarrosa y que ofrece una extensión geográfica mucho más pequeña y reducida que las anteriores. Desde el punto de vista estratigráfico, esta unidad ocupa una posición más o menos similar a la FGB pardo-rojiza del Lozoya y a la Formación El Vado del Jarama que le sirven de frontera por el SW y por el S, respectivamente. En sus confines, la Formación Puebla de Valles muestra una brusca desaparición de sus elementos detríticos pizarrosos, tanto meridionalmente (interfluvio entre el Arroyo Muradiel y el Arroyo Corayado), como hacia oriente (donde se registra un fuerte cambio litológico, al pasar de la Formación de Puebla de Valles que aflora en la cabecera del Arroyo de Valdelacasa a la Formación El Vado, que aparece en las vertientes de la Rambla del Valle-La Mierla).
- 6) **Las rañas villafranquiense:** Constituyen un episodio geomorfológico durante el cual tuvo lugar la sedimentación de un canturral grueso y notablemente rodado de escaso espesor (<10 m). Su acumulación tuvo lugar a partir de las mismas paleoformas que generaron las diversas formaciones detríticas y asociadas a las mismas formas y procesos: un abanico aluvial y mecanismos torrenciales más o menos esporádicos.

Desde el punto de vista genético, la raña villafranquiense de este sector analizado no exige ni una crisis climática fría ni un reajuste tectónico pre-raña para explicar la liberación de su material detrítico. La mayor parte de los elementos cuarcíticos que componen el canturral poco espeso de la raña, han

sido retomados y reciclados por procesos torrenciales a partir de las potentes unidades neógenas alojadas en sendas paleoformas e integradas por grandes cantidades de cuarcita y pizarra; estos mecanismos se han desarrollado bajo ambientes climáticos favorables a la construcción de conos y bajo escasa fitoestabilidad de vertientes.

Por último, están en contra de la expresión de las rañas como "canturrales" desconectados de la red hidrográfica actual. Esto es inaplicable a la raña del sector Torrelaguna-El Vado por varios hechos: primero porque las rañas villafranquienses de esta zona se asocian a una serie de conos cuyo arranque coincide con las pretéritas salidas a la llanura de las aguas del Lozoya, del Jarama (por El Vado) y de otros como el Sorbe, Bornova, etc. La coalescencia de sus conos ha originado la superficie de un gran glacis detrítico cuyos segmentos finales se ubican a 80 m en el valle de Henares (Guadalajara-Alcalá). En segundo lugar porque ese nivel de base (800 m) ubicado a unos 80 m por debajo de la superficie pliocena que arrasa los páramos alcarreños ha sido engendrado por una acción fluvial dirigida tiempo atrás por el caudal del Henares que configuró un valle inicial.

Con ello quieren descartar, también, algunas interpretaciones neotectónicas sostenidas en reuniones y conferencias científicas que sugieren que la superficie de la raña villafranquiense del Henares ha sido afectada por un movimiento de báscula hacia el S; este hecho no puede sostenerse ya que la débil pendiente de la raña hacia el sur ha sido originada por procesos constructores de glacis -en este caso torrenciales- y no parece preciso que en tan atenuada pendiente sea necesario inmiscuir, además, movimiento neotectónico de basculamiento alguno.

Piensan que lo que hay que esclarecer es la edad de una red hidrográfica como la del Tajo, ya engendrada antes de los tiempos villafranquienses, y el por qué de su dual acción, con unos tramos de fuerte tendencia a la incisión y al modelado de valles, con restos faunísticos villafranquienses en su terrazas

más altas, y otros, como los ubicados en el borde norte de la cuenca, sedimentando en este mismo momento, los extensos conos de la raña<sup>(28)</sup>.

- PÉREZ GONZÁLEZ, A. y GALLARDO, J. (1987). En "La raña al S de la Somosierra y Sierra de Ayllón..", se refieren a la raña diciendo que es una extensa superficie de arrasamiento escalonada, que soporta depósitos detríticos gruesos de origen fluvial.

Los depósitos tienen unos espesores máximos vistos de 7-8 m, están formados por gravas y cantos, de cuarcitas mayoritarias, cuarzos, pórfidos y porcentajes significativos de pizarras en los tamaños menores, a menudo poco o nada alteradas, que proceden en parte del substrato, de las arcosas neógenas con paleocanales de cantos poligénicos o de las facies ocreas.

La raña representa un tipo de llanura aluvial de piedemonte con facies de canales entrelazados de cierta sinuosidad, de un ambiente semiárido mediterráneo. Sus formas son el resultado de un proceso neotectónico de levantamiento intermitente y de la presencia de dos niveles de base distintos de los flujos hídricos que por diferentes paleovalles, ya funcionales desde el Neógeno superior, irrumpían en la Depresión.

La edad de la raña puede estar alrededor de los 2 M.a. Se establece una vez colmatadas las cuencas terciarias, durante el Neógeno superior, quizás como resultado de un cambio climático y un desajuste tectónico generalizado y es anterior a la terraza más antigua de los ríos peninsulares.

- GONZÁLEZ MARTÍN, J.A. y ASENSIO AMOR, I. (1987). En la Formación de la raña al S de la Somosierra occidental, se refieren a ellas diciendo que cubren las llanuras que quedan inmediatas y al S del Sistema Central, tanto en el

---

(28)

Aunque no sea necesario en este caso que se tomen los cantos directamente del Paleozoico, ¿por qué se han movilizado? ¿Sólo por crisis climática?

Guadarrama como en Gredos<sup>(29)</sup>. Los llanos aparecen cubiertos por depósitos de canturrales cuarcitosos muy poco rodados, que con sedimentos finos, fundamentalmente arenosos, pero ricos en arcilla más o menos arenosa, alcanzan potencias de unos 3 a 4 m. Dominan los materiales graníticos y los gneises<sup>(30)</sup>, por lo que el aspecto es muy diferente al que caracteriza a las rañas típicas toledanas o extremeñas.

El canturreal es pequeño, salvo en las zonas de cabecera, donde la raña tiene su origen, masas arenisco-arcillosas, casi siempre de acusadas tonalidades rojizo-amarillentas.

Los canturrales de la raña ofrecen dos facies o aspectos que dependen del proceso de su formación:

- a) La representada por los depósitos que no han sido alterados una vez depositados.
- b) Otra cuando este canturreal en parte ha sido destruido por fenómenos erosivos y sus materiales arrastrados no lejos y después depositados de nuevo.

En el primer caso la raña ofrece sus características genuinas.

En el segundo los depósitos de canturreal son más sueltos, aparecen más lavados conteniendo menos arcillas o faltando este material, por lo que los sedimentos finos son casi exclusivamente arenosos, pudiendo observarse una

---

<sup>(29)</sup> Nótese cómo a veces se utiliza el término "raña" en un sentido amplio. Al S de Gredos no hay mesas con canturreal cuarcítico, porque esta litología no está presente -sólo en la cara N y muy localmente- en Gredos. No obstante sí se trata de un depósito que colmató la cuenca, y por ello es estratigráficamente contemporáneo de las rañas auténticas, se podría incluir en esta descripción.

<sup>(30)</sup> Nosotros somos de la idea de que no todo abanico aluvial debe llamarse raña, sino sólo aquél de una edad determinada, que sólo se puede reconocer por el tipo de suelo que en él se ha desarrollado (su perduración exige elementos clásticos suficientemente inatacable -cuarcitas-, que no gneises o granitos). Por ello suponemos que los restos de abanicos antiguos del Sur de Gredos son notablemente más modernos que los abanicos de la raña, por lo que no se pueden confundir.



cierta clasificación por tamaños en el canturreal que da origen a veces a una masa relativamente bien estratificada. Cuando esto sucede, tal formación es conocida en las zonas de los Montes de Toledo y Extremadura con la denominación de depósitos "rañizos".

El término raña tiene más un valor geomorfológico y cronoestratigráfico que de facies.

Tanto por los numerosos niveles morfológicos observados, como por la secuencia de suelos estudiados, pensamos que el Cuaternario, desde el Villafranchiense, se caracterizó por una alternancia de períodos húmedos y áridos.

Los materiales de la raña, son claramente de aporte lateral<sup>(31)</sup> y resultan de un efecto de taponamiento, originado por el río principal, respecto a sus arroyos afluentes, cuando la red de drenaje ha alcanzado el perfil de equilibrio.

- BENAYAS, J. et al. (1988). En el trabajo "Génesis de aglomerados arcillo-ferruginosos en suelos...", se estudian aglomerados muy estables que se acumulan en los horizontes B, afectados por hidromorfía, en suelos de raña clasificados como Alisoles gleyco (Fuentelahiguera) y Luvisoles gleyco (Mesa del Pino).

Para su estudio aplicaron las técnicas de corte delgado de suelo, microscopía óptica de las tres fracciones de limo (50 a 2  $\mu\text{m}$ ), difracción de rayos X, contenido en hierro y separación por electroimán de los aglomerados de 50 a 20  $\mu\text{m}$ .

Muestran una morfología globular y color rojizo en el microscopio petrográfico y son frecuentes y abundantes en la fracción menor de limo (8-2  $\mu\text{m}$ ).

---

<sup>(31)</sup> El aporte lateral viene demostrado por la escasez de redondeamiento. Ello pone de manifiesto que los cantos de la raña no son heredados de otros depósitos detríticos previos, mientras que los de las terrazas, sí.

Los aglomerados están constituidos principalmente por caolinita y óxidos de hierro, la mayor parte en estado amorfo. En cuanto a su génesis se indican como hipótesis, la rotura de revestimientos de hierro y arcilla seguida por edafoturbación y su formación por alteración.

- ESPEJO, R. (1988). En "Génesis de las segregaciones de oxihidróxidos..", en base a las características morfológicas (pseudohorizontalidad), químicas y mineralógicas (contenido en oxihidróxidos de Fe y tipo de mineral dominante), se hacen unas disquisiciones sobre la génesis de las segregaciones de estos componentes en bandas alternativamente blancas, con muy bajos contenidos en oxihidróxidos de Fe y pardas con núcleo rojo o rojo-burdeos, con altos contenidos, el núcleo en hematites y la periferia parda en goetita.

Las condiciones de formación se explican por las particulares condiciones de reducción-oxidación en un ambiente saturado por una capa de agua periódicamente renovable con un nivel de raíces en el límite superior del nivel freático que proporcionaría el ambiente reductor en su entorno; el proceso iría progresando de arriba a abajo al irse encajando la red fluvial en la superficie de la raña y bajar progresivamente el límite superior medio de la capa freática.

- GARCÍA RODRÍGUEZ, P. et al., (1988). En la "Dinámica del hierro y del aluminio en suelos desarrollados sobre rañas en..." se refieren a las rañas diciendo: Es necesario el conocimiento y evaluación de los procesos de degradación de los suelos desarrollados sobre rañas y sedimentos afines, para poder establecer las medidas pertinentes para una explotación equilibrada y racional. Al tratarse de suelos pobres en materia orgánica, la determinación cualitativa y cuantitativa de componentes inorgánicos, resulta imprescindible para el establecimiento de medidas adecuadas para su uso y conservación.

La raña está formada por un derrame fluvial antiguo, constituido por un sedimento detrítico grueso con cantos y gravas de cuarcita incluidos en una matriz arcillosa, depositado sobre zócalo paleozoico y/o sedimentos versicolores del Mioceno.

- IBAÑEZ, J.J. et al. (1988). En el trabajo "Procesos paleoedáficos en suelos de altas superficies de la Sierra de Ayllón", han abordado el estudio edafogeomorfológico de las laderas que conectan los bloques montañosos con las superficies de colmatación finimiocena o "superficies prerraña".

Los resultados obtenidos demuestran que los suelos de estos enclaves poseen características geoquímicas y mineralógicas semejantes a los de las superficies previamente mencionadas.

Tampoco existen diferencias cuando se clasifican los diferentes perfiles mediante las claves de la FAO o la Soil Taxonomy. Más aún, adosados a estas laderas permanecen restos de suelos pertenecientes a antiguas superficies actualmente erosionadas que conservan ferricretas de varios metros de potencia. Los Alfisoles y Ultisoles de las laderas montañosas pueden llegar a encontrarse en cotas superiores a los 1500 m.

- IBAÑEZ, J.J. et al., (1988). "Suelos con horizontes argílicos..". En este artículo se aborda su clasificación según las claves de la FAO, estableciendo, asimismo, la correlación con la Soil Taxonomy. Con ello se persigue estudiar la naturaleza y distribución de suelos con horizontes enriquecidos en arcilla sobre los geosistemas en los que se encuentran las rañas, con objeto de proceder a su clasificación, así como analizar sus similitudes y diferencias.

La pedregosidad, aunque variable es considerable en todos los perfiles. A veces a través de ella, han podido distinguirse discontinuidades litológicas.

Si se comparan estos suelos con los de las superficies finimiocenas de tipo raña s.l. (Monturiol, Alcalá y Guerra, datos no publicados), a las que a menudo se conectan sin solución de continuidad, pueden observarse las siguientes diferencias y similitudes. Los suelos de las superficies de tipo raña superior s.l. (Ibañez et al., 1987a) poseen un desarrollo macromorfológico más acusado. De este modo los B<sub>t</sub> son más arcillosos y con mayor desarrollo de cutanes. Paralelamente los cantos de estos últimos perfiles están más ferruginizados, apareciendo ocasionalmente pisolitos. Los suelos con horizonte argílicos

poseen a su vez menor acidez y aluminio de cambio, así como más altas razones H/Al cambiables. Las razones Fe libre/Fe total son por norma general ligeramente superiores en las superficies de tipo raña superior s.l.

En los coluviones pedregosos rubificados de ladera de la Sierra de Alto Rey la asociación de suelos característicos es: Alisol férrico, Alisol háplico, Cambisol húmico y Cambisol gleico. Lo mismo puede decirse para los glaciares de conexión entre la unidad anterior y las superficies de tipo raña superior s.l. si bien, en este caso, los Alisoles pueden estar afectados por fases petroféricas.

Al sur del Macizo de Ayllón, en las cuencas del río Jarama y Sorbe, los procesos de rextasia erosionan localmente las superficies de tipo raña s.l. (especialmente al norte del pantano del Vado) hasta dejarlas reducidas a parches que salpican una matriz donde afloran substratos presuntamente Miocenos (Ibañez et al., 1987a)

- LABRANDERO SANZ, J.L., GARCÍA RODRÍGUEZ, M.P. y CARLEVARIS MUÑÍZ, J.J. (1988). Se refieren a la raña diciendo, que es una formación geológica de piedemonte asociada a relieves cuarcíticos y depositada en un régimen fluvio-torrencial, constituida por cuarcitas y fragmentos de rocas metamórficas con matriz areno-arcillosa, que configuran un relieve plano con altitudes entre 800-1000 m, disectado y erosionado por numerosos arroyos.

Los suelos más frecuentes en la formación raña son los planosoles y acrisoles, caracterizados por un horizonte superior arenoso de color claro, seguido de un horizonte rico en arcilla, impermeable, con frecuentes concreciones de hierro. Son suelos con escaso contenido en materia orgánica, exentos de carbonato cálcico, capacidad de intercambio catiónico baja y fácilmente encharcables.

- MARTÍN-SERRANO GARCÍA, A. (1988). En "Sobre la posición de la raña en el contexto morfodinámico de la Meseta", habla de la raña diciendo: La situación morfodinámica de la raña suele estar implícita en muchas de las publicaciones antiguas relativas a ella. Aunque no de forma expresa, cada uno

de esos autores suele dar una idea sobre la posición morfológica que creen que ocupa en relación con sedimentos inmediatamente próximos.

En los trabajos antiguos parece generalizada la opinión de que en Extremadura y Montes de Toledo "las rañas", que es el término utilizado, culminan el piedemonte sobre el que se levanta las sierras. Para ellos, ese carácter culminante no implica correlatividad con las superficies de colmatación finineógenas de las cuencas interiores, llamadas entonces pontienses o finipontienses, ya que consideran que entre unas y otras plataformas media un importante período de erosión que ha borrado por completo la superficie estructural entonces definida. En ninguna ocasión se cita relicto alguno de esos planos culminantes en áreas marginales de las cuencas, que es donde prolifera la raña articulándose perfectamente con las laderas montañosas.

Uno de los planteamientos utilizados tiene en el carácter morfográfico de plataforma culminante señalado por la mayoría de las investigaciones antiguas, su punto de referencia y correlación fundamental, ya que el resto de sus rasgos litoestratigráficos, edáficos y geoquímicos, aunque importantes, no son definitorios<sup>(32)</sup>. Este enfoque conlleva a la interpretación de la raña como un episodio sedimentario que culmina el relleno de las cuencas terciarias, un manto aluvial con el que se sella el paisaje neógeno o finineógeno de la Meseta.

La definición morfográfica de la raña de los autores antiguos como plataforma culminante del piedemonte de las sierras del Macizo Hespérico no constituye el principal punto de apoyo en la descripción que hace de la misma otro grupo de investigadores. Por el contrario, se consideran las interpretaciones iniciales en las que se admite a la raña como consecuencia de un episodio generalizado e independiente de la etapa de colmatación neógena y también del período de encajamiento cuaternario. En consecuencia la raña, frecuentemente escalonada, en varios planos, queda inmersa en la morfodinámica de disección que rebaja la superficie estructural finineógena. Sin embargo, está bien diferencia-

---

(32)

Esta opinión es muy personal, y retrotraer la raña a una definición morfográfica. Nosotros pensamos que es también definitorio el grado de evolución de sus suelos, por cuanto denotan gran antigüedad.

da de las terrazas fluviales en base a su desconexión con los cursos fluviales actuales. Desde este punto de vista existe una neta separación entre la superficie culminante del piedemonte representada por el nivel de colmatación (más o menos retocada por erosión) que suele ser denominado "pre-raña" y la raña encajada en él.

- MONTURIOL, F. et al. (1988). En "Evolución edafocronológica de los suelos de la raña de Fuentelahiguera (Guadalajara)", investigan los procesos edáficos de tres perfiles de suelos de la raña, y llegan a la conclusión de que los procesos edáficos y sedimentológicos que han tenido lugar en ésta superficie son:

1º) Arrasamiento y colmatación de la antigua superficie Pliocena y deposición de unos materiales ya edafizados procedentes de la Sierra.

2º) Se inicia un largo proceso de edafización con la estabilización de la superficie Post-Pliocena; continúa el proceso de caolinización y comienza una intensa movilización de arcilla manifestada por la presencia de ferriargilanes. También comienza un proceso de débil rubefacción frenado por la hidromorfía, la ausencia catalizadora de los iones calcio del complejo absorbente y el hierro en forma de goetita.

3º) Se forman localmente horizontes E con la estabilización e iluviación de arcilla y se inicia un proceso de hidromorfía. La argiluviación fue inicialmente muy intensa pero la posterior hidromorfía detuvo el proceso por destrucción de los ferriargilanes y su paso a argilanes.

4º) Finalmente continúa el proceso de alteración mineral y tiene lugar una intensa hidromorfía.

- PINILLA, A. y ALEIXANDRE, T. (1988). En "Estudio comparativo de la alteración...", dentro del trabajo de la raña de la provincia de Guadalajara, hacen un estudio comparativo de la alteración mineral de arena y limo en suelos desarrollados sobre esta formación.

Llegan a la conclusión que tanto en los suelos desarrollados sobre terraza, como en los de la formación raña, las micas (biotita y mica blanca), aparecen como indicios. Se identifican agregados (óxidos de hierro recubriendo granos de cuarzo de tamaño arena fina y muy fina) en todos los perfiles.

Se separan los suelos de terraza de los de la raña por la frecuencia de carbonatos (procedentes de la alteración de los minerales básicos del substrato terciario) en los horizontes inferiores de los primeros. También hay indicios de caolinita en todos los suelos.

Se han determinado aglomerados: nódulos formados por óxidos de hierro y minerales de la arcilla que se acumulan en los horizontes afectados por hidromorfía (Benayas, et. al., 1988). Este proceso de hidromorfía se da en las formaciones edáficas con horizontes cálcicos del Valle del Henares (Gallardo, et al., 1987).

Los materiales paleozoicos, con diferentes grado de metamorfismo (neises, pizarras y cuarcitas), de la parte oriental del Sistema Central son el área madre de estos suelos, como lo confirma la asociación de minerales pesados en la que dominan los metamórficos, acompañados por abundantes resistentes comunes.

Se han utilizado dos razones para definir el grado de alteración: arcilla/limo y cuarzo/feldespatos.

El índice cuarzo/feldespatos también señala la mayor alteración sufrida por los suelos sobre raña. Comparando los índices obtenidos, se observa que los horizontes A de todos los suelos son los menos alterados, en contraposición con los B, en los que la alteración es más acusada.

- SÁNCHEZ CAMAZO, M., SÁNCHEZ MARTÍN, M.J. y VICENTE, M.A. (1988). En "Características de la fracción arcilla en los suelos de raña al N del Sistema Central", se refieren a las rañas diciendo que son replanos de piedemonte, característicos por presentar en superficie cantos de cuarzo y cuarcitas

recubiertos de una pátina rojo-negrizca de óxidos de hierro; son abanicos aluviales cuyo origen se sitúa cronológicamente en el paso plio-pleistoceno y se apoyan de forma discordante sobre otros abanicos más antiguos (generalmente miocénicos)<sup>(33)</sup>, sobre el zócalo hercínico alterado y más raramente sobre otros depósitos terciarios. Los materiales que componen la raña proceden en su mayor parte del zócalo alterado dismantelado por una fase tectónica alpina y más raramente de los materiales arcosicos premiocenos.

Los suelos desarrollados en áreas de raña presentan características comunes: un fuerte grado de evolución, un horizonte arenoso y con gravas en superficie y fuerte acumulación de arcilla en los horizontes subsuperficiales, que lleva asociado un mal drenaje y problemas de hidromorfía que inciden de forma especial en la dinámica del hierro.

Los componentes fundamentales de la fracción arcilla de los suelos estudiados son moscovita y caolinita, dos filosilicatos heredados<sup>(34)</sup> muy estables, junto a pequeñas cantidades de un filosilicato tipo vermiculita o integrados vermiculita-clorita. Hay también óxidos de hierro, entre los que predomina la goetita, abundante y bien cristalizada en los horizontes profundos y de tamaño fino y baja cristalinidad en los horizontes superficiales. En las zonas en las que la raña ha arrastrado materiales terciarios, es frecuente la presencia de esmectita. En todos los casos los minerales heredados que componen la fracción arcilla han sufrido pequeñas modificaciones en el suelo.

- MARTÍN-SERRANO GARCÍA, A. (1988). En "El relieve de la región occidental zamorana", se refiere a la raña diciendo: Para muchos la raña se considera diferenciada del pedimento plioceno (Pérez González, A. 1981; Molina et al., 1985). Sin embargo, en los Montes de Toledo es atribuida a la raña la morfogénesis de su paisaje fósil, mientras que apenas si hay referencias de restos del pediment a que habría dado lugar la etapa terminal neógena

---

<sup>(33)</sup> Debe hacerse la salvedad de que un abanico es una forma, y no un ambiente en el que se deposite un sedimento. No obstante es frecuente entre los sedimentólogos referirse a los abanicos miocenos -que no dan lugar a formas, sino a formaciones- como si se tratara de un paisaje.

<sup>(34)</sup> La caolinita no sólo puede ser heredada, sino también de neoformación.



(Redondo y Molina, 1980), lo que hace suponer su destrucción o su fosilización rapidísima.

La conclusión de esta investigación es que en la región zamorana no es posible separar raña y "paisaje finineógeno", puesto que pueden ser una misma cosa. Por eso se plantea si es necesario buscar los restos de superficies finiterciarias anteriores. Este punto de vista trasladado a otros lugares de la Meseta, es decir, el incluir a la raña en el ciclo neógeno, podría explicar mejor una circunstancia a la que no se ha prestado demasiada atención: la poca representación que se atribuye al paisaje terminal del Neógeno en el Macizo Hespérico, mientras que por el contrario y paradójicamente, en otros lugares de la Meseta sujetos a una degradación más intensa, como es el caso del interior de las cuencas terciarias, ese nivel que se cree representado por la superficie tradicionalmente conocida por el Páramo se ha conservado bien. Teniendo en cuenta esta consideración no estaría desacertado establecer en sentido amplio la correlación estratigráfica de algunas de las "rañas" con el Páramo, s.l., ya que ambos tendrían una misma significación morfológica: la de constituir el final del ciclo sedimentario neógeno de la Cubeta<sup>(35)</sup>.

Sin embargo, esta correlación y la de cualquiera de los depósitos finineógenos, en cuyo estudio es evidente que ni se puede ni pretende profundizar en este trabajo, no es tan simple. El heterocronismo del "paisaje finineógeno" representado sedimentológicamente por la raña implica una relaciones estratigráficas muy complejas, porque depósitos con idéntica significación morfológica pero alejados entre sí tampoco tienen por qué correlacionarse cronoestratigráficamente. Porque lo normal es que cuando uno de los depósitos ha quedado colgado al ser capturado por los ríos atlánticos, el otro, que todavía sigue incluido en el régimen endorreico de la Cubeta, aún sigue siendo morfológica y estratigráficamente funcional.

Esta visión geomorfológica del tránsito Terciario-Cuaternario va más allá del hecho puramente cronológico o estratigráfico, ya que marca el paso (un paso

---

(35)

Debe tenerse en cuenta que al N de los Montes de Toledo, el episodio de las rañas se encaja en la superficie carbonatada equivalente a la caliza del páramo, por lo que resulta ser posterior.

dinámico espacial y temporalmente) entre dos episodios del ciclo geológico totalmente contrapuestos: una etapa de relleno sedimentario, es decir de sedimentogénesis y otra etapa de denudación, es decir, de gliptogénesis.

El "paisaje finineógeno", porque no puede considerarse estrictamente como una superficie, ya que son muchos los elementos geomorfológicos que lo conforman, entre ellos las "rañas", no constituye un episodio independiente a caballo del Neógeno y Cuaternario, sino el eslabón estratigráfico y sobre todo geomorfológico que marca la continuidad y, al tiempo el cambio de dirección entre la geodinámica "neógena" y la "cuaternaria"<sup>(36)</sup>. Lo más original de esa transición es su carácter heterocrono. Por eso el paisaje definido junto con las "rañas" es un paisaje generalmente fósil, propio del Macizo Hespérico cuya edad abarca un dilatado período de tiempo desde el Neógeno s.l., hasta bien entrado el Cuaternario. Se ha ido formado lentamente durante la última etapa expansiva del ciclo neógeno (series ocre) hasta que su evolución ha quedado detenida por la captura de la red fluvial atlántica. Ese es el momento en que ha cambiado su pauta y ha quedado "fossilizado" debido a los ritmos de encajamiento señalados en su camino a la regularización de los nuevos perfiles de equilibrio; y este hecho se ha producido en cada lugar en un instante diferente<sup>(37)</sup>.

GARCÍA RODRÍGUEZ, P.; FORTEZA, J. y LORENZO, L.F. (1989). En "Estudio edafogenético en suelos de rañas", los autores analizan ocho perfiles desarrollados sobre la formación de rañas, situados en la provincia de Salamanca.

---

<sup>(36)</sup> Aquí se plantea la dicotomía clara entre procesos neógenos = de relleno, y procesos cuaternarios = de erosión. ¿No es éste, acaso, también, otro reduccionismo?

<sup>(37)</sup> Esta asunción implica que las rañas que todavía se hallan unidas a las laderas son en parte funcionales, por lo que "su paisaje" intracuaternario y hasta casi-actual está fuera de toda duda. Pero, cuando la raña se halla desunida de las laderas montañosas, exenta de sus perfiles y originales áreas fuentes, ha dejado de serlo en época más o menos remota. Efectivamente cada raña es única e irrepetible, pero ¿existen elementos comunes entre ellas que permitan un denominador común y, por ende, un estudio científico? De no ser así se impone un tratamiento local, eminentemente geográfico. Pensamos que en la raña ocurre lo mismo que con las terrazas que fueron objeto de estudio intenso en los años 20, creándose al efecto una Comisión de la UGI, para llegar a la conclusión de que según las condiciones locales (tectónicas, sedimentarias, litológicas, hidrodinámicas ...) todas son diferentes.

El estudio de los suelos desarrollados sobre rañas tiene un gran interés desde el punto de vista del conocimiento de la dinámica terrestre durante aproximadamente 1.500.000 años. Tras la deposición pliocena se han producido fenómenos erosivos que han redistribuido, en parte, los sedimentos dando lugar a la formación de diversas unidades de suelos: cambisoles, luvisoles, acrisoles, planosoles, etc.

Al tratarse de suelos ácidos y pobres, la determinación cualitativa y cuantitativa de componentes inorgánicos resulta imprescindible para el estudio de los procesos edáficos y su relación con la intensidad de la degradación, a partir de una comprensión y evaluación de las propiedades químicas de suelos sometidos a distintos usos.

Estudian con más detalle la distribución del hierro y el aluminio, por ser los componentes más afectados por emigraciones y acumulaciones, viendo que el contenido de óxidos libres, tanto de hierro como de aluminio, está directamente relacionado con fluctuaciones del nivel freático. Los óxidos totales aumentan con la profundidad, debido al lavado y al pobre drenaje de los horizontes arcillosos, viendo que estos suelos están afectados por procesos de pseudogleización debido a hidromorfía temporal y deficiente permeabilidad.

- IBAÑEZ MARTI, J.J. et al., (1989). En "Consideraciones acerca de las interrelaciones entre suelos, vegetación..", se refieren a las rañas diciendo: En las estribaciones orientales de la Sierra de Alto Rey, los glaciares de la raña entran en contacto con el bloque montañoso a través de unos piedemontes labrados en las rocas paleozoicas (pizarras y cuarcitas) y cubiertos, sólo esporádicamente, por derrubios plio-pleistocenos fuertemente alterados (Ibañez et al., 1987; Ibañez et al., 1988 b y c). Sobre estas superficies, alternan los encinares y melojares supramediterráneos de ombroclima subhúmedo, con etapas seriales de jaral y brezal (García et al., 1987 y 1988; Pastor et al., 1988).

Los tipos de suelos presentes siguen una secuencia creciente de alteración que comienza con Litosoles dístricos y Rankers, continúa con Cambisoles - húmicos, dístricos o gleícos - y termina con los Acrisoles -férricos u órticos- y la aparición esporádica de corazas ferruginosas que pueden alcanzar más de siete metros de espesor (Ibañez et al., 1987; Ibañez et al., 1988b).

- MARTÍN SERRANO, A. y MOLINA, E. (1989). En el "Mapa del Cuaternario de España", se refieren a las rañas diciendo: La raña, ubicada convencionalmente en el tránsito Neógeno-Cuaternario, es la formación sedimentaria de mayor extensión y significación regional. Estos extensos mantos de conglomerados cuarcíticos de poco espesor, carácter fluvial, rasgos edáficos peculiares y significación controvertida, se sitúan en una orla de piedemonte que bordea las zonas montañosas orientales, y en apéndices alargados y discontinuos que se prolongan por la penillanura cacereña y la Depresión del Guadiana.
- MARTÍNEZ VEGA, J. (1989). En su tesis doctoral "Aplicación de la teledetección a la cartografía...", se refiere a las rañas diciendo: Este tipo de formaciones de raña se han extendido por el NW de Guadalajara, en forma de abanico, con el vértice apoyado en las Sierras de Alto Rey y de la Bodería (Sistema Central), abriéndose paulatinamente hacia el S, hasta enlazar con el sistema de terrazas de los ríos Jarama y Henares (Cuenca del Tajo). Precisamente estos cauces son los que marcan los límites occidental y oriental, respectivamente. Por el S, existe una cierta continuidad paisajística ya que las rañas enlazan con el sistema de rañizos que dominan las terrazas altas del río Henares. No obstante, los rañizos poseen otras características físicas diferentes a las rañas.

Topográficamente, se observa una degradación altitudinal de N a S en sentido descendente. Podemos apreciar en el N los escalones que forman las sierras de Alto Rey y de la Bodería, a una altitud de 1.852 m y de 1.408 m respectivamente y que representan las áreas madres, a partir de las cuales se han producido los depósitos de raña.

Las rañas son superficies compuestas por materiales silíceos cuarcíticos, fruto de la sedimentación pliocuaternaria.

Esta ha dado lugar a la formación de suelos muy evolucionados del tipo de los planosuelos dísticos (según la F.A.O.). Estos tienen escasez de materiales finos a poca profundidad, así como de nutrientes. Presentan procesos de hidromorfía como consecuencia del desarrollo del horizonte argílico.

En definitiva, los suelos son poco fértiles tienen una vocación cerealícola importante. Sobre ellos se asienta una vegetación climax silicícola de encinares (Quercus rotundifolia), mezclados con quejigales (Quercus fagínea), instalados estos últimos sobre las vaguadas y solanas más abrigadas. Los robles (Quercus pyrenaica) se distribuyen más al N, buscando los ambientes más húmedos y altitudinalmente más elevados.

- ALEIXANDRE, T. y PINILLA, A. (1990). En "Mineralogía de suelos sobre raña en los valles del Jarama y Henares (Guadalajara)", los resultados obtenidos en *el estudio mineralógico de la arena y del limo, de suelos sobre la raña y terraza* de los Valles del Jarama y del Henares, se han observado algunas diferencias en cuanto a su grado de alteración, definido por los índices arcilla/limo y cuarzo/feldespato; la fracción mayor de 0,5 mm ha permitido establecer diferenciaciones entre los suelos desarrollados sobre raña, así como los desarrollados sobre terraza.
- ARAGONESES NARVAEZ, F. (1990). En "Geoquímica y mineralogía de las fracciones finas de suelos tipo raña..", llega a las conclusiones siguientes:
  - 1) Los suelos estudiados presentan un alto grado de evolución, como se pone de manifiesto por la acumulación de caolinita y goetita en los horizontes inferiores, así como por la elevada proporción de minerales laminares en las fracciones limo.
  - 2) El mineral de la arcilla predominante en los suelos estudiados es la caolinita, estable bajo las condiciones de acidez imperantes en el medio

edáfico. Su origen es de neoformación, lo que viene corroborado por el pequeño tamaño de partícula. Se concentra en la fracción arcilla fina ( $< 0,2$ ). Su alta proporción en los horizontes profundos indica su acumulación en base a neoformación y arrastre.

- 3) El único óxido de hierro cristalino identificado ha sido la goetita que aunque presente en todas las fracciones, es más abundante en las finas.
- 4) La illita, es el segundo filosilicato en abundancia de estos perfiles y proviene de la mica presente en las rocas originarias (pizarra y cuarcita). Su contenido es muy similar en las fracciones arcilla y limo fino.
- 5) De forma general, la evolución de los minerales presentes se puede esquematizar como sigue:

Mica → Illita → Filosilicatos 2:1 → Caolinita.

- ARAGONESES, F.J. Y GARCÍA GONZÁLEZ, M.T. (1991). En el trabajo "High-charge smectite in Spanish raña soils", se ha analizado suelos de raña del centro de España, y se han identificado minerales de la arcilla del tipo 2:1 hidroxialumínicos en los horizontes superiores y esmectita de alta carga en los profundos, siendo la caolinita el filosilicato más abundante. La esmectita de alta carga muestra un espaciado basal de 18 Å en la saturación con Mg y solvatación con glicerol y de 10 Å en la saturación con K y secado al aire. Se concentra en las fracciones gruesas y parece ser fundamentalmente beidelita en la fracción limo fino y montmorillonita en la fracción arcilla. La illita preexistente se transformó probablemente en arcillas 2:1 hidroxialumínicas en los horizontes superficiales mientras que la esmectita de alta carga se formó en los horizontes profundos. Estos minerales, que son aparentemente inestables en las condiciones existentes en el suelo, fueron el primer paso en el proceso de degradación de la illita. Siendo el mineral estable en estos suelos la caolinita.
- MARTÍN-SERRANO GARCÍA, A. (1991). En "La definición y el encajamiento de la red ..." se refiere a la raña como: La arquitectura de algunos piedemon-

tes estudiados demuestran, que es un fenómeno policrónico que puede ser de bastante mayor antigüedad. Este argumento sumado a una serie de datos geomorfológicos y estratigráficos relacionados con el drenaje actual demuestran que ésta pertenece a una red fluvial correlativa a la reorganización orográfica alpina del Macizo Hespérico.

Esta hipótesis de reorganización fluvial alpina y continua hasta la actualidad, explica fenómenos geomorfológicos tales como encajamiento, epigenia y sobreimposición sin necesidad de recurrir a convulsiones neotectónicas enmarcadas en una rápida reorganización fluvial pliocuaternaria. Su consecuencia fundamental es la eliminación de muchas terrazas fluviales del Cuaternario<sup>(38)</sup>.

- MOLINA BALLESTEROS, E. (1991). En "Geomorfología y geoquímica del paisaje", según este autor, el actual proceso de erosión fluvial se inicia con el desarrollo de la raña s.s. Para nosotros representa un sistema de abanicos y llanuras aluviales de piedemonte, según los casos, encajado por debajo de las plataformas anteriores y que se relacionan ya con los sistemas de drenaje actuales. Según algunos autores su génesis se asocia a una fase tectónica en el Villafranquiense, hacia los 2 M.a (Pérez González, 1981) y su desarrollo no es general debido a que la litología que la caracteriza (cantos y gravas de cuarcitas) está condicionada por la litología del área fuente. De hecho, en otros lugares de la Meseta existen formaciones que cronológica y geomorfológicamente podrían corresponderse con las rañas del W peninsular.

La raña s.s. puede ser definida como "una formación de piedemonte asociada a relieves cuarcíticos, posterior a la fase de colmatación-erosión con que termina la morfogénesis terciaria en las Cuencas interiores peninsulares y anterior a los primeros depósitos que pueden ser considerados como terrazas".

---

<sup>(38)</sup> Las implicaciones de esta última afirmación serían las de revolucionar todo lo admitido hasta hoy. Depósitos aluviales en los ríos ha habido - o ha debido haber - casi siempre a lo largo de la historia de la tierra. Pero que se conserven como terrazas, sólo en el Cuaternario.

A nivel general se admite que los sedimentos de la raña tienen una edad Villafranquiense, en el paso Plio-Pleistoceno. Sin embargo, a la vista de los trabajos llevados a cabo por nosotros y otros autores en diferentes zonas del W peninsular, pensamos que los materiales con rasgos típicos de raña, como aparecen definidos en este trabajo, pueden corresponder a un intervalo de tiempo relativamente amplio. Es decir, puede suceder que los abanicos de las rañas no sean sincrónicos en toda la Península, aunque su variación en el tiempo posiblemente no sobrepase el Pleistoceno Inferior, como edad más reciente. Esto implica que cada red de drenaje de los ríos principales de la Península se establece en edades algo diferentes, aunque no muy separadas en el tiempo, visto desde una perspectiva geológica.

- MOLINA, E.; GARCÍA GONZÁLEZ, M.T. y ESPEJO, R. (1991). En el trabajo "Study of paleoweathering on the Spanish...", nos hablan de que el zócalo Hercínico de la Península Ibérica, se encuentra formado por una serie de bloques tardihercínicos que han sido desnivelados por la Orogenia Alpina.

En uno de los bloques elevados de la zona central se encuentran los Montes de Toledo, en donde es frecuente la presencia de restos de antiguas alteraciones fosilizadas por sedimentos de distintas edades. En esta región se han estudiado dos potentes perfiles de alteración (de más de 40 m), bajo las formaciones Plio-Pleistocenas de la raña.

Uno de estos perfiles está desarrollado sobre rocas fundamentalmente granodioríticas y otro sobre series pizarrosas. En ambos perfiles la esmectita se forma en un primer proceso de alteración. Un segundo proceso de alteración conduce a la formación de caolinita y afecta a los sedimentos "raña". Ambos procesos están frecuentemente representados en la parte occidental de la Península Ibérica.

- VICENTE, M.A.; MOLINA, E. y ESPEJO, R. (1991). En "Clays in paleoweathering processes..", se hace un estudio de un perfil de alteración que afecta a una serie de pizarras paleozoicas en el SW de los Montes de Toledo. El perfil aparece recubierto por una formación de raña, presenta tres niveles de



alteración. Las pizarras inalteradas (a más de 30 m de profundidad) poseen *cloritas ferrosas, mica, cuarzo y feldespatos*; *de muro a techo*, las *cloritas ferrosas* evolucionan a *esmectitas*; a continuación, las *esmectitas* evolucionan a *caolinitas* y las *micas* a *vermiculitas*; los *oxihidróxidos de Fe* se segregan en *zonas rojas, blancas y ocre*. Se identifican dos procesos de alteración separados en tiempo pero sobreimpuestos.

- ALCALÁ DEL OLMO, L. et al (1992). En "Evolución edáfica de los suelos ..", estudian los procesos edáficos acaecidos en el nivel más antiguo de la raña, sobre las superficies de Mesa del Pino, Robledo de Corpes y Bustares, localizadas a una altitud media de 1.140 m. El estudio muestra como denominador común la presencia de un potente horizonte argílico, indicativo de que el proceso de argiluvación ha sido el fundamental, favorecido por el tipo de material, el grado de saturación y la topografía. La duración e intensidad de este proceso ha hecho que los suelos fueran perdiendo permeabilidad y adquiriendo caracteres hidromórficos que atenuaron el proceso de la rubefacción.

La naturaleza litológica de la raña favoreció un segundo proceso hidromórfico en profundidad.

Son suelos con un elevado grado de alteración que se clasifican como Luvisoles y Acrisoles, con predominio de éstos últimos.

- ARAGONESES, F.J. y GARCÍA GONZÁLEZ, M.T. (1992). En "La presencia de *paragonita* en suelos de Robledo de Corpes (Guadalajara)", se ha estudiado la composición mineralógica de distintas fracciones de tres perfiles desarrollados sobre formaciones "raña", llegándose a comprobar que los minerales predominantes son *filosilicatos, cuarzo y goetita*. La *caolinita e ilita* son los minerales de la arcilla que presentan contenidos más elevados. Destaca la existencia de *paragonita*, identificada mediante DRX, presente en los tres perfiles. La presencia de este mineral en las pizarras asociadas al área de trabajo señala que se trata de un mineral metamórfico heredado.

- MARTÍNEZ-LÓPEZ, M.J.; GARCÍA-GONZÁLEZ, M.T. y MOLINA, E. (1992). En *"Weathering processes in raña-type.."*, hablan de que el zócalo hercínico ocupa la mitad occidental de la Península Ibérica y está formado por materiales geológicos de distinta naturaleza, granitos, pizarras, cuarcitas, etc. Este zócalo aparece frecuentemente afectado por potentes mantos de alteración de potencias que sobrepasan los 40 m.

En la zona estudiada, sobre estas alteraciones se depositan unas coberteras aluviales "raña", que llevan consigo unas alteraciones de carácter caolinizante y con fuertes rasgos de hidromorfía. También se relacionan los efectos de las alteraciones asociadas a la raña sobre los antiguos mantos de alteración del zócalo. Finalmente concluyen, que ambos procesos son independientes desde el punto de vista mineralógico y geoquímico.

## II.2 CONCLUSIONES

Como se ha visto anteriormente, los distintos tipos de estudios de la raña, han sido bastante completos, siendo en la investigación geológica donde se incide en la problemática señalada por las acumulaciones del sedimento conglomerático y su resolución se ha cimentado sobre todo en el estudio del depósito. Es por este motivo por lo que los rasgos estratigráficos, sedimentológicos, mineralógicos y edafológicos de la raña son bastante conocidos en gran parte de la Meseta, en especial en Extremadura, Montes de Toledo, Sistema Central y borde septentrional de la Cuenca del Duero, no ocurre lo mismo sobre los procesos de formación y evolución de sus suelos.

En la mayoría de las investigaciones que se han hecho de las rañas, se ha tratado de dar preferentemente una explicación genética, (Martín-Serrano, A., 1988).

Los estudios geológicos de la raña, se asientan sobre dos aspectos fundamentales:

- a) el tratamiento morfológico que ha sido con frecuencia excesivamente morfológico y circunscrito a un contexto sedimentológico concreto, que implica su carácter de altiplanicie, y
- b) el puramente estratigráfico, que marca sus rasgos sedimentarios.

Casi todas las hipótesis que se han barajado para explicar estas acumulaciones conglomeráticas de carácter cuarcítico y matriz arenosa rojizo-amarillenta, entre los diferentes autores que la han estudiado, giran en torno a una génesis fluvial.

En principio se interpretaron como aluvionamientos antiguos por:

Prado, 1864

Gómez de Larena, 1916

Hernández Pacheco, 1912 y 1928

Otros autores la atribuyeron a "sheet-floods" como

Vidal Box, 1944

Hernández Pacheco, 1949

Mabesoone, 1961

Los pioneros en su estudio realizaron sus observaciones en Extremadura y Montes de Toledo, siendo precisamente allí donde las llanuras que se interponen entre las alineaciones montañosas y las plataformas de sus bordes son conocidas con el nombre de "rañas".

Todos ellos son muy concretos cuando señalan la relación de la raña con los depósitos de terrazas asociados a los ríos actuales, ya que éstas "quedan colgadas a gran altura sobre los valles inmediatos".

En las investigaciones posteriores de

Hernández Pacheco, 1949 y

Pérez García, 1977

se perfilan con mayor precisión la ubicación morfológica de la raña, intentando además darlas un sentido morfodinámico concreto.

No obstante, todas las interpretaciones se pueden resumir según dos líneas fundamentales:

- 1) Los autores que piensan que "las rañas", culminan el piedemonte sobre el que se levantan la sierras. Para ellos, ese carácter culminante no implica correlatividad con las superficies de colmatación finineógenas de las cuencas interiores, llamadas entonces pontienses o finipontieneses, ya que consideran que entre unas y otras plataformas media un importante período de erosión que ha borrado por completo la superficie estructural entonces definida.

La definición morfológica de la raña de los autores antiguos como plataforma culminante del piedemonte de las sierras del Macizo Hespérico no constituye el principal punto de apoyo en la descripción que hace de la misma otro grupo de investigadores.

- 2) Por el contrario tenemos aquellos autores, que consideran las interpretaciones iniciales en las que se admite a la raña como consecuencia de un episodio generalizado e independiente de la etapa de colmatación neógena y también del período de encajamiento cuaternario. En consecuencia la raña, frecuentemente escalonada, en varios planos, queda inmersa en la morfodinámica de disección que rebaja la superficie estructural finineógena. Sin embargo, está bien diferenciada de las terrazas fluviales en base a su desconexión con los cursos fluviales actuales. Desde este punto de vista existe una neta separa-

ción entre la superficie culminante del piedemonte representada por el nivel de colmatación (más o menos retocada por la erosión) que suele ser dominada "pre-raña" y la raña encajada en él.

Por lo tanto para unos la raña es un episodio cronoestratigráfico que se establece después de la colmatación de las cuencas terciarias, mientras que para otros está totalmente relacionada con los episodios de relleno y puede representar su culminación, es decir, la raña de unos es la pre-raña de otros.

Todo lo expuesto anteriormente queda plasmado en las Figuras 2.1 y 2.2, en las que se aprecia por orden decreciente y en tantos por cientos los autores que más han trabajado las distintas áreas y su opinión con respecto al origen del proceso de su formación.

Los autores Julio Muñoz y Asensio son los que piensan en un origen coluvial y que pertenecen al período frío Cuaternario.

El resto de los autores le dan un origen aluvial con forma digitada o palmeada y le asignan una edad precuaternaria o villafranquiense.

### PUBLICACIONES DE LA RAÑA POR PROVINCIAS

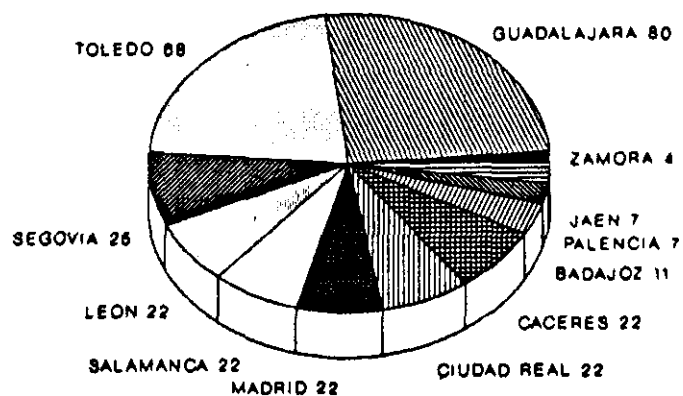


Figura 2.1 Publicaciones de la raña por provincias

### PUBLICACIONES POR GENESIS

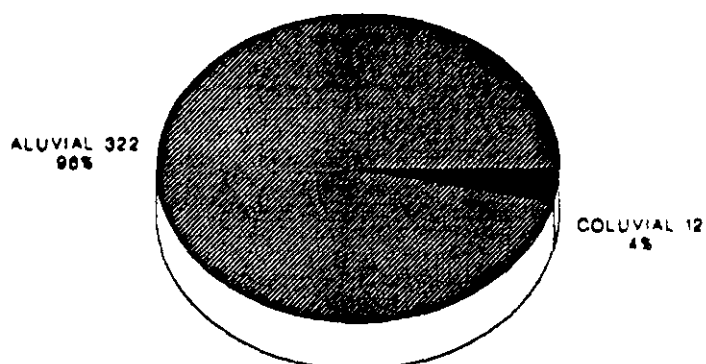


Figura 2.2 Publicaciones por génesis

### **CAPITULO III**

## **CARACTERÍSTICAS GENERALES**

## **CAPITULO III. CARACTERÍSTICAS GENERALES**

### **III.1 CARACTERÍSTICAS GENERALES DE LAS AREAS ESTUDIADAS. MARCO GENERAL**

Dentro de la interpretación geomorfológica de la meseta española, entendida en el sentido amplio, que es el tradicional entre los tratadistas españoles, basándonos en SOLÉ SABARÍS (1966), el bloque o macizo de la Meseta Ibérica comprende una serie de unidades, entre las cuales tenemos las submesetas o porciones llanas: la del Norte o de Castilla La Vieja y León y la del Sur o de Castilla La Nueva y Extremadura.

Debido a que existen diferentes tipos de relieves planos, propios de la Meseta, podemos resumirlos en dos grupos: uno desarrollado como superficies de erosión sobre las estructuras plegadas, el cual podemos diferenciarlo en dos subgrupos, según se trate del zócalo antiguo o de la orla de plegamiento alpino, y otro que se refiere a las formas desarrolladas sobre la cobertera terciaria horizontal que rellena las depresiones. Vamos a describir brevemente las características de los diferentes grupos.

- 1) Las plataformas tabulares formadas por las calizas de los páramos son los elementos morfológicos que sin duda han creado el término de mesa o meseta. Se trata de superficies estructurales planas, rígidas, reducidas unas veces por la erosión a simples cerros testigo, los cerros u otros castellanos, generalmente aislados, más o menos circulares y limitados por el escarpe de las cuestas formadas a expensas de las margas y arcillas infrayacentes a las calizas superiores. Otras veces, cuando han sido menos atacadas por la erosión, constituyen extensas llanuras adosadas a los relieves montañosos de la periferia o situadas entre las divisorias fluviales importantes. Estas plataformas o páramos se desarrollan únicamente en la mitad oriental de la Meseta, cuya cuenca estaba alimentada por aguas procedentes de las sierras



calcáreas mesozoicas, mientras en el sector occidental faltan o son muy reducidas debido a la naturaleza cristalina de la cuenca de alimentación.

La superficie de colmatación de los páramos con que termina el ciclo sedimentario miocénico, sirvió de nivel de base local de una "penillanura", la finipontiense, que fue modelándose en el transcurso de los últimos tiempos miocénicos y terminó al final del período, enlazando estas plataformas tabulares con la superficie de aplanamiento desarrollada sobre las sierras periféricas. Manchones miocénicos, allí donde no ha habido deformaciones importantes, tapizan todavía los restos de la superficie de bajo ángulo.

En conjunto se suelen distinguir tres etapas morfogenéticas:

- a) Pliocena, durante la cual los cursos fluviales ahondaron su cauce en el modelado de las depresiones terciarias, encajándose en las plataformas pontienses y en la "penillanura" de esta edad.
- b) Otra villafranquiense, caracterizada por un clima árido, durante la cual se formaron o por lo menos se perfeccionaron los pedimentos, salpicados de montes isla y cubiertos por los depósitos de pie de monte de las rañas.

Las rañas constituyen una masa de fanglomerados que se extienden al pie de las cordilleras, formando verdaderas llanuras de pie de monte, cuyos depósitos groseros protegen a las margas u otros sedimentos infrayacentes.

- c) Otra, en relación con las variaciones climáticas cuaternarias, que dio lugar a la formación de los valles actuales, encajados en las rañas y pedimentos villafranquienses, con formación de glaciares o rampas de erosión enlazados con las terrazas fluviales.

Los cursos actuales transcurren por lo general muy por debajo del nivel de los páramos, a veces hasta  $> 200$  metros. La erosión lateral de los cursos de la Meseta durante el Plioceno y Cuaternario ha destruido en gran parte la extensión que ocuparon los páramos y las rañas y los ha reducido frecuentemente a las cuerdas interfluviales o los ha hecho retroceder hasta la periferia de las cuencas miocénicas. Lo mismo ocurre con los mantos de aluviones de las rañas, por lo que frecuentemente constituyen pequeñas mesetas o amplios lomos encajados por debajo de los páramos calizos, pero sobreelevados sobre los valles actuales. Sus raíces penetran en el interior de los relieves montañosos de donde proceden los depósitos. En el lugar anteriormente ocupado por páramos y rañas hay ahora extensas llanuras disecadas suavemente en lomas de formas redondeadas formadas por las arcillas y margas vindobonienses.

## 2) Modelado del zócalo antiguo.

Las porciones amesetadas del zócalo antiguo son de modelado muy diferente al de las depresiones terciarias y han sido originadas por varias superficies planas. La más antigua es la que se denomina "penillanura fundamental" de la Meseta y se halla al nivel de las depresiones en muchos sitios.

Posteriormente este nivel sufrió brutales deformaciones como contragolpe de los plegamientos alpinos ocurridos en la periferia del bloque meseteño.

En conjunto, estas deformaciones del zócalo arrasado de la Meseta dibujan una serie de abombamientos anticlinales, transformados algunos en horsts, que alternan con depresiones sinclinales y fosas tectónicas. El abombamiento principal corresponde a la Cordillera Central, la llamada por MACPHERSON espina dorsal de la Meseta. Al Norte de ella queda la Submeseta superior o del Duero, recubierta por el Terciario, de espesor seguramente poco considerable.

Al Sur, la Submeseta inferior, mucho más complicada, y, profundamente deprimida en la justamente llamada fosa del Tajo.

### III.2 RAÑAS

Las rañas son formaciones típicas y características del occidente peninsular, que por su aspecto aplanado y extensión muy variable han llamado siempre la atención de los estudiosos, una vez que GÓMEZ DE LLARENA las introdujera en el mundo geológico y paisajístico.

Estratigráficamente es un material detrítico de pocos metros de espesor compuesto por la amalgama de cantos, bloques, y gravilla, por lo general mal rodados, engastados en una pasta arenoso-arcillosa, con fuerte coloración rojiza, si bien resultan habituales los moteados rojiblancos.

Como formación sedimentaria es frecuente y bastante conocida en los pies de las alineaciones de las barras apalachienses de los Montes de Toledo, en las quebradas Sierras de Altamira, al N y S de los tramos esquistoso-cuarcíticos del Sistema Central, en las provincias de Salamanca y Zamora, en los extensos piedemontes de las Sierras de Extremadura, bordeando a Sierra Morena, etc.

Desde principios de siglo vienen siendo estudiadas, y hoy día se sigue estudiando qué es lo que representan tales acúmulos de rocas clásticas -consideradas mayormente aluviones en general semirrodados- y en qué época se constituyeron, aunque prevalece la idea de su gran antigüedad, en el tránsito del Plioceno a Pleistoceno.

Se sabe que la relación que mantienen las rañas con la red fluvial actual es relativamente pequeña. No obstante, parece fuera de duda su origen fluvio-torrencial.

Las rañas no son exclusivas de las zonas indicadas anteriormente, sino que se las puede reconocer también en diferentes regiones peninsulares, si bien son más

frecuentes y típicas en el Macizo Hespérico, y fundamentalmente en las zonas paleozoicas recorridas por alineaciones hercínicas, con abundantes niveles de cuarcitas ordovicícas y silúricas.

Desde el punto de vista geomorfológico, han llamado siempre la atención por sus formas en mesa de gran regularidad, por lo que resaltan del quebrado país en el que quedan situadas, siendo lo más característico su paisaje llano más o menos disecado. En ciertas ocasiones se hallan unidas topográficamente a las laderas de los montes a cuyo pie se sitúan.

El interés de tales depósitos radica en que en ellos se conjugan una gran antigüedad y las superficies planas. La antigüedad implica varios problemas: mayor dificultad a la hora de establecer las condiciones genéticas; también la sucesión de un mayor número de procesos que se han podido ir inscribiendo, de tal modo que el resultado final constituye a modo de un palimpsesto, siempre de difícil interpretación. No obstante, los problemas en las ciencias se tornan retos para los investigadores que tienen que agudizar sus sentidos y capacidad aprehensiva para lograr desentrañar las condiciones originales, así como las sucesivas etapas por las que pasó el sedimento y los suelos que a éste se asocian.

Las superficies planas o ligeramente inclinadas significan primordialmente procesos de hidromorfismo, por cuanto que la falta de relieve impone un drenaje deficiente, que se tiende a resolver como lavado vertical. Por ello los suelos de la raña tienen huellas de lixiviación y eluviación-iluviación de la arcilla, lo que favorece todavía más el hidromorfismo edáfico.

### **III.3 SITUACIÓN GEOGRÁFICA**

En esta primera fase del trabajo se tomaron muestras de un número importante de áreas donde, previamente, se habían reconocido las rañas. Son a destacar las áreas del S de la Cantábrica, en la provincia de León, concretamente en los lugares

de El Espinal, Camposagrado, Villarroquel, Secarejo y La Velilla. Otro conjunto de muestras proceden de Riaza y Los Llanos en Segovia, en un excelente abanico extendido al N del Sistema Central. Se completan las rañas septentrionales, con las que aparecen al S de esta Cordillera Central Divisoria en las cercanías de Gascueña, Hiendelaencina, y Robledo de Corpes, en la zona norte de Guadalajara, y en la zona sur Puebla de Valles, Casa de Uceda, Matarrubia, Fuentelahiguera, Viñuelas, El Casar de Talamanca, y Mesones. La profusión de rañas enumeradas en los Montes de Toledo han sido tenidas en cuenta, y muestreadas las localidades de San Juan de Dios, Layos, La Higuera, La Celada, Ajofrín, Navahermosa y el pie del Corral de Cantos.

Con el fin de obtener una visión global se han recogido ciertos ejemplos de las inmediaciones de El Viso del Marqués, en la provincia de Ciudad Real, y en Sierra Morena en especial en Santa Elena en Jaén, según podemos comprobar en la Figura 3.1, en el Mapa con la localización general.

Para una más interesante comprensión del conjunto se utilizará la exposición siguiendo criterios de proximidad geográfica, comenzando con las muestras más septentrionales y siguiendo con las centrales, para terminar con las sureñas.

Las dos primeras áreas de estudio corresponden a la Meseta Norte, y las cuatro restantes a la Meseta Sur.

### **III.4 MESETA NORTE**

#### **III.4.1 León**

La provincia de León está situada en el noroeste de la Submeseta Septentrional, al sur de la Cordillera Cantábrica.

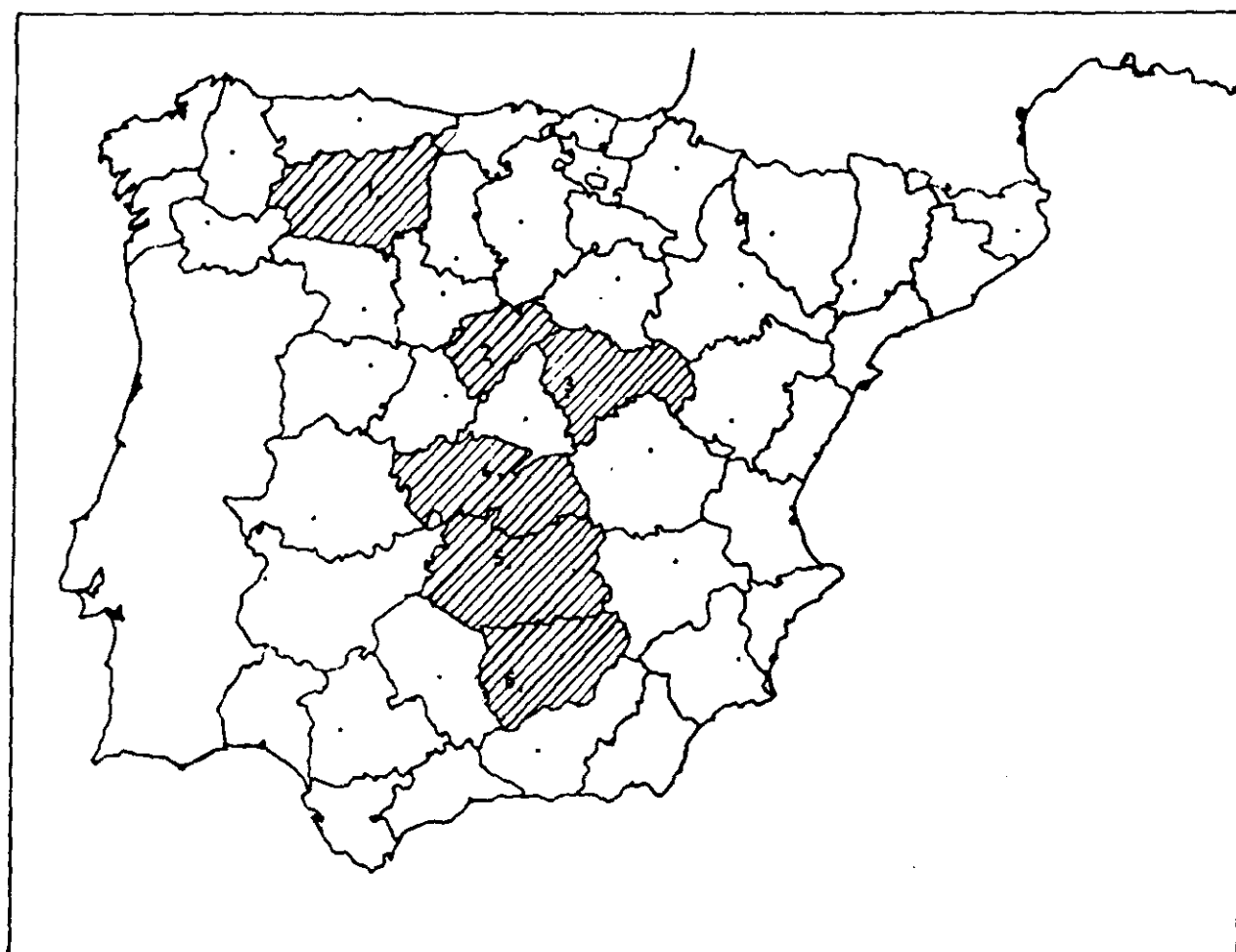


Figura 3.1 Localización de las áreas de estudio

- 1 León
- 2 Segovia
- 3 Guadalajara
- 4 Toledo
- 5 Ciudad Real
- 6 Jaén

Para analizar las rañas que pertenecen a las estaciones realizadas en esta provincia Figura 3.2, tomamos como punto de partida la opinión de Mabesoone sobre la raña de Guardo, de la que su sector occidental queda dentro de la provincia de León. Se refiere a ella diciendo: Se denomina "raña" a un tipo de depósitos siliciclásticos que constituyen un amplio abanico muy aplanado y que tiene su ápice en la región situada al norte de Guardo.

Son numerosos los autores que se han ocupado de la raña, y que han datado al depósito como Villafranquiense o bien como Plioceno.

MENSCHING (1958), MABESOONE (1959), SLUITER y PANNEKOEK (1964), RAYNAL y NONN (1968) y PANNEKOEK (1970) realizan estudios sobre la raña, obteniendo conclusiones en cuanto al clima y modo de sedimentación.

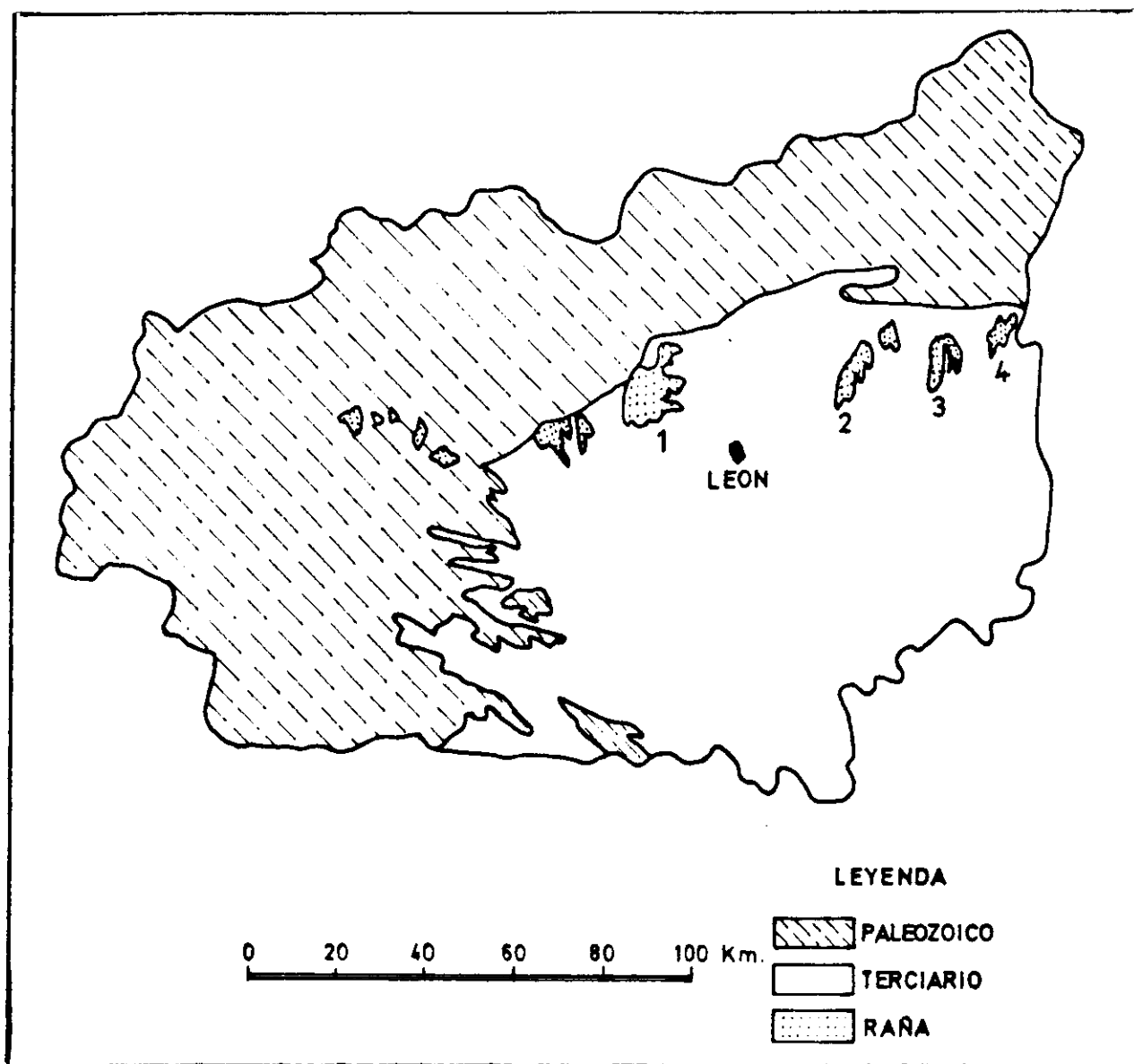
La potencia de este depósito disminuye de N a S, pasando de 8-9 m a 2 m y la pendiente es del orden de 0,6 a 0,7 por 100.

Litológicamente está formado por conglomerados con clastos de arenisca-limonita, cuarzo y cuarcita y algún canto de conglomerado silíceo en proporción menor de 1 por 100. Localmente puede aumentar el porcentaje de cantos de cuarzo-cuarcita, llegando éstas al 90 por 100. El porcentaje de cantos pertenece prácticamente a los macizos paleozoicos del Norte. Los cantos, corrientemente subredondeados a redondeados y localmente orientados, tienen un tamaño máximo de 27 a 40 cm y 6-8 cm de tamaño medio, disminuyendo éste de N a S.

La matriz, de tonos amarillentos a beige rojizos, está constituida por arena bastante arcillosa con cantos silíceos de tamaño pequeño y arena limosa parda.

*Es corriente la presencia de cantos caolinizados y arenizados.*

La base de la raña es erosiva sobre depósitos pre-miocenos y sobre los restantes depósitos del Mioceno, presentando procesos de gleyzación.



FUENTE: Mapa del Cuaternario, 1989. ITGE  
Elaboración propia

Figura 3.2 Mapa de localización de las rañas en la provincia de León

- 1 Camposagrado
- 2 Vegas El Bosque
- 3 Corcos
- 4 Ríocamba



En lo que respecta a su génesis, tradicionalmente se ha admitido un depósito de sheet floods; sin embargo, en los autores modernos se observa una tendencia a considerarlo fluvial, existiendo canales anastomados (MOLINA, 1975, y PÉREZ GARCÍA, 1977). El clima reinante en dicha época era árido, con lluvias estacionales fuertes para la mayoría de los autores, o escasas pero muy intensas (HOCQUARD, 1975). Sin embargo, para VAUDOUR, (1969), LAUTENSACH y MAYER (1961) y MENSCHING (1958) el depósito de la raña coincide con el primer pluvial y con un clima frío en las montañas para el primero. Para MOLINA (1975) el clima es no árido y estacional.

De otra manera, depósitos detríticos considerados como de raña por HERNÁNDEZ PACHECO en la provincia de León son estudiados desde el punto de vista sedimentológico por ESPEJO et al. (1973), y los comparan con los aluviales actuales del río, llegando a la conclusión de que tienen una génesis idéntica, habiéndose depositado en régimen fluvial en un pluvial antiguo de características inciertas, aunque no muy alejadas de las actuales condiciones climáticas.

La raña representa el primer depósito aluvial del sistema fluvial actual cuando todavía no existía una jerarquización clara, y permanecían condiciones de drenaje deficiente en la base de este depósito.

La raña presenta al E de Villalba de Guardo, un nivel situado a 20 m más bajo que el nivel normal de la raña, lo que supone un encajamiento posterior de ésta.

MABESOONE, (1961), al referirse a la raña de Guardo, nos comenta la abundancia de cantos partidos y angulosos que tiene, si bien hay también cantos rodados mezclados con los angulosos y subangulosos. Del análisis de los minerales pesados y ligeros deduce que la matriz fina carece de características propias presentando las mismas de la facies miocena subyacente. También la granulometría de las arenas denota esta influencia y destaca el alto porcentaje de granos bien rodados que denotan una fuerte acción eólica.

Depósitos similares a los descritos por MABESOONE en la raña de Guardo, encontramos coronando algunos interfluvios, siendo los más extensos los situadas entre el Cea y el Esla o raña de Corcos, y entre el Bernesga y el Orbigo o raña de Camposagrado. La semejanza de la matriz limoarcillosa y la menor abundancia de cantos de gran tamaño hace con frecuencia difícil en estas rañas occidentales distinguirlas del mioceno cuando éste es conglomerático y de coloración rojiza. Ya en su día BIROT y SOLÉ SABARÍS (1954), al tratar del sector entre los Montes Aquilianos y la Cordillera Cantábrica destacan que la cobertura detrítica terciaria "tiene caracteres equívocos que hacen difícil la diferenciación entre rañas y depósitos más antiguos". Posteriormente SOLÉ SABARÍS (1966) vuelve a insistir: "Las rañas formadas por depósitos poco coherentes reposan en el borde de la Montaña sobre depósitos detríticos más groseros en cuyo caso resulta difícil diferenciar unos de otros". Sólo más al Sur al reposar la raña sobre una facies miocena más fina es fácil la distinción entre ambos.

Para FERRERAS CHASCO, (1981), las características de las rañas obligan a pensar en un depósito procedente de la erosión de vertientes montañosas bajo un clima árido con fuertes lluvias ocasionales capaces de extender mediante arroyada en manto sobre la planicie del borde de la cuenca.

Topográficamente forman inmensos conos muy aplanados cuyo punto más alto y de arranque se sitúa (o debió situarse), en la desembocadura de los ríos en la cuenca sedimentaria.

#### III.4.1.2 Evolución de los Conocimientos sobre el Terciario Leonés

Aunque el interés de los geólogos por esta área fue enorme, fueron los años treinta los decisivos para el conocimiento de la Meseta Leonesa. Se confirma el carácter neogeno y mioceno de sus sedimentos por el hallazgo de fósiles en las proximidades de León, HERNÁNDEZ PACHECO, (1930) y ROYO GÓMEZ, (1933). Se señala la diferencia entre el mioceno del centro de la cuenca del Duero y la provincia de León, en la que faltan las margas yesíferas sarmatienses y las calizas pontienses

y sólo está representado el tramo arcilloso tortoniense. HERNÁNDEZ SAMPELAYO (1932), señala repetidamente esta diferencia, y dice: "De los tres tramos (del Mioceno) como pertenecientes a este terreno sólo el inferior hemos encontrado". Se constata la existencia entre terciario y paleozoico de una banda cretácea y se estudia su estructura y contacto con la Montaña; se acepta que la sedimentación se inició en el terciario inferior y que el paleógeno aflora en el borde de la cuenca aunque su delimitación con el mioceno queda imprecisa. Finalmente se señala la presencia de mantos de gravas cuaternarias no sólo en las terrazas sino en las rasas superiores, si bien no se utiliza todavía el término de raña; alude en varios casos a estos mantos de gravas que coronan el mioceno, a los que considera responsables de la confusión entre neogeno y diluvial en el pasado. Esta es igualmente la opinión de HERNÁNDEZ SAMPELAYO, (1933).

Durante los años cuarenta y cincuenta se van aportando nuevos datos al conocimiento de la región sin innovaciones fundamentales.

Poco después los trabajos del holandés MABESOONE suponen una fuerte inyección en el estudio del terciario duriense. Señala la existencia de varias facies en el borde de la cuenca. MABESOONE, (1961) estudia detenidamente la facies roja marginal. El mismo año en que MABESOONE publica su estudio de la facies roja, aparece la Hoja de La Robla del Mapa Geológico 1:50.000, y en su memoria, PASTOR GÓMEZ, (1962) rectifica en algunos puntos la extensión que al cretáceo y al oligoceno asignara ALMELA, (1951). Igualmente hemos podido comprobar en la Hoja del Mapa Geológico de La Robla (1984), Figura 3.3, perteneciente a un mapa geomorfológico, que la parte del ápice de la raña estudiada por nosotros, no viene dibujada como el resto de ella.

Posteriormente la aparición de la nueva cartografía geológica a escala 1:200.000, siguiendo la línea iniciada por MABESOONE, distinguen numerosas facies en el mioceno y se preocupan de su datación y correlación. Asimismo cartografían con el detalle que permite la escala los mantos de gravas plio-cuaternarios, si bien, sin separar adecuadamente rañas y terrazas. Aquí por el contrario según podemos ver

**MAPA GEOM**



Figura 3.3 Mapa geomorfológico de La Robla-León

en la Figura 3.4, sucede lo contrario de lo que hemos visto en el párrafo anterior. Nosotros somos de la opinión de esta última cartografía, pero con un pequeño matiz, y es que es posible que esta raña no llegue hasta un área tan meridional, a pesar de que en principio incluso llegamos a tomar muestras de la Velilla.

Dentro del Mioceno, el Vindoboniense Superior-Pontiense tiene unas facies arcillosas, que se presentan casi exclusivamente al N de la cuenca y al W del río Pisuerga. Constituyen estas facies arcillas rojas con algunos niveles de margas blancas y hasta calizas margosas.

En la región de León, precisamente ligados a estos niveles margosos, aparecen conglomerados que sólo se pueden observar en dos tramos separados por la potente formación arcillosa. Generalmente, y por estar cubierta esta formación por depósitos diluviales y de "rañas", aparecen en la superficie de estas facies una serie de cantos redondeados de cuarcitas que, si bien pudiera parecer constituyentes de la facies que aludimos, no son sino productos del arrastre de los materiales a que nos referimos, y que constituyen las citadas "rañas". Esta formación cubre transgresivamente la del Mioceno Inferior, y a veces deja aflorar la facies de borde de este Mioceno detrítico, pero otras la cubre totalmente y llega a apoyarse directamente sobre el Paleozoico.

Dentro del Plioceno tenemos los depósitos de rañas, que están constituidos por cantos de cuarcita redondeados con arcillas sabulosas rojizas y arenas. Su potencia es muy variable, pues mientras en el centro de la cuenca (alrededor de Palencia) sólo tiene de 1 a 5 metros de espesor, hacia el N esta formación adquiere una potencia que llega a sobrepasar los 20 y 30 metros.

Constituyen también la superficie de los páramos situados en la región septentrional y se apoyan indistintamente sobre las facies y tramos miocenos. Se distribuyen por la región de León y N de Palencia, donde alcanzan su mayor extensión. En general, no están todos constituyendo una misma superficie, sino que existen varios aterrazamientos, como así se puede observar en San Cebrián de Campos.

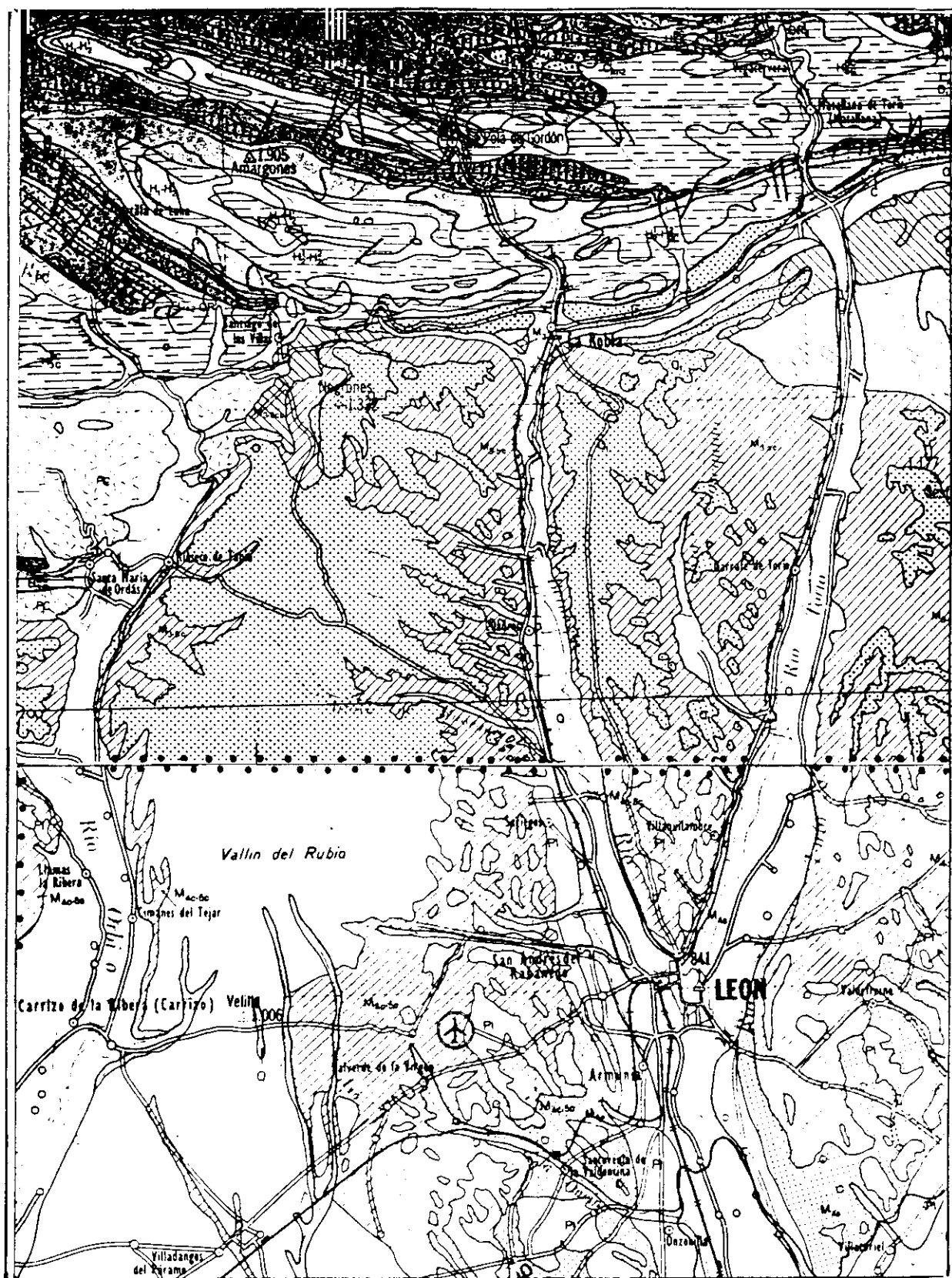


Figura 3.4 Mapa geológico La Robla-León

A veces, y por semejanza litológica con las terrazas fluviales, pueden confundirse con ellas; pero existen algunas razones morfológicas que permiten diferenciarlas.

En la cartografía del 1:200.000, sólo se han representado como "rañas" aquellas zonas que además de tener esta litología se presentan con morfología propia de estos depósitos, o sea, en superficies planas y algo inclinadas. No obstante y por erosión de éstas, aparecen las cuestas miocénicas cubiertas por materiales semejantes a los depósitos "in situ", pero que no se han cartografiado como tales.

Estas y otras aportaciones han permitido ampliar los conocimientos sobre la región y confirmar, matizar o rectificar algunas de las ideas anteriores.

Otro aspecto a tener en cuenta, es la importancia de la litología de la región de donde proceden, pues los sedimentos depositados en el borde de la cuenca son reflejo de la naturaleza de los materiales expuestos a la erosión en la región fuente, aunque influidos por el mayor o menor vigor del relieve de ésta y el clima reinante tanto en el área de abastecimiento como en la de deposición a través del sistema de erosión y condiciones de transporte.

Al iniciarse el ciclo sedimentario de la región fuente, la actual Cordillera Cantábrica, se hallaba cubierta por varios centenares de metros de calizas mesozoicas en su sector oriental. El espesor, dureza y pureza de estas calizas disminuía hacia el Oeste de modo que a partir del Bernesga, sobre el paleozoico reposaba tan sólo una delgada película de arenas wealdenses. De este hecho derivarán dos consecuencias fundamentales: una, el que el desmantelamiento del mesozoico proporcionará materiales diversos al E y al W; y otra, que la erosión alcanzará pronto el paleozoico en el sector occidental, mientras que precisará un largo período de tiempo para desmantelar la potente cobertera cretácea del sector oriental. FERRERAS CHASCO, (1981) ya llama la atención sobre estos aspectos.

### **III.4.1.2      El Problema de las Rañas al N de León**

Después de la fase tectónica rodánica, volvió a reanudarse el arrasamiento que dio lugar a la llamada superficie de erosión postpontense. Esta superficie pudo alcanzar gran extensión. Al pie de la Cordillera Cantábrica se formó un amplio sedimento encima de los depósitos terciarios, atacando incluso a las calizas cretácicas. A partir de este momento surge una interesante cuestión, es la del clima existente en este momento y la relación que tendría con la formación de las rañas.

Numerosos investigadores han emitido sus opiniones sobre el problema de las rañas. Ya CASIANO DEL PRADO (1864) prestó su atención a este problema, sobre el cual emitió la misma opinión aceptada hoy en día de un modo general, sobre todo en lo tocante al clima. También ÖEHME (1936) llegó a la misma conclusión, aunque él dio a las rañas una edad inexacta, ya que no dispuso de los criterios de datación obtenidos posteriormente. BIROT y SOLÉ SABARÍS (1954), al tratar del desarrollo morfológico del reborde occidental de la cuenca del Duero, mencionan la existencia de la raña de Guardo y admiten un origen análogo bajo un clima árido con "sheet-floods"; se trata de arrastres masivos de tipo laminar provocados por mantos de aguas durante el Villafranquense. Posteriormente, F. HERNÁNDEZ-PACHECO (1957) ha confirmado esta génesis como resultado de sus investigaciones sobre amplias zonas de la Península y en el Sáhara. Por otra parte, MENSCHING (1958) opina que la formación de los sedimentos sobre los cuales se depositaron los canturrales se originaron durante una fase climática de tipo sabana, con una alternancia de estaciones húmedas y secas, mientras que la fosilización y el recubrimiento por las graveras tuvo que ser debido a un clima más árido.

La fauna, bien conocida del Villafranquense, encontrada en Vilarroya (cuenca del Ebro), descrita por VILLALTA (1952), señala un clima menos árido en aquel tiempo. En nuestra zona se atribuye a un clima de este tipo al período bajo el cual el canturreal de las rañas fue profundamente desintegrado.



### **III.4.1.3      Geología del Entorno**

Desde el punto de vista geológico podemos apreciar en la Figura 3.5, que los materiales van desde el Precámbrico al Neogeno, con importantes depósitos cuaternarios directamente relacionados con la red fluvial actual.

Existen varias discordancias importantes que separan conjuntos de sedimentos afectados por distintos ciclos orogénicos. La más antigua, en el contacto Precámbrico-Cámbrico, separa materiales que han sido afectados de forma conjunta por la Orogenia Hercínica si bien en el Precámbrico ya habían sufrido deformaciones previas sobre las que conocemos poco.

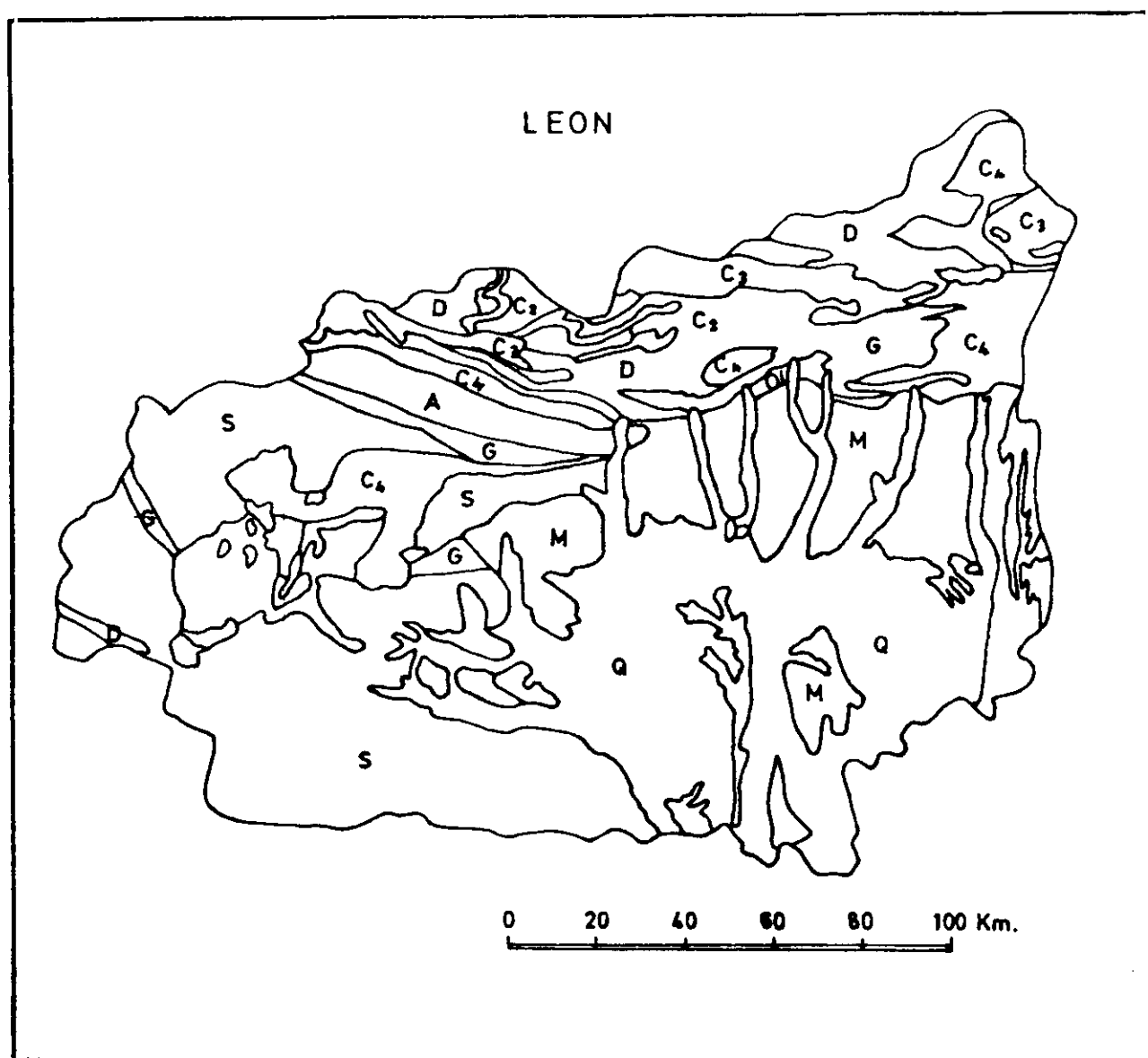
El siguiente conjunto discordante lo forman los sedimentos continentales de edad Estefaniense, afectados aún por las fases tardihercínicas. Los materiales estefanienses presentan caracteres molásicos postorogénicos. El afloramiento más importante se conoce con el nombre de Cuenca de la Magdalena.

El Terciario Inferior se presenta como un conjunto molásico continental con potencia superior a los mil metros y ocupa gran parte de nuestra área.

El Terciario Superior, discordante y horizontal, tiene igualmente una constitución y génesis similar a los terciarios inferiores.

Los materiales que conforman la cuenca son esencialmente detríticos (conglomerados, areniscas, arcillas, etc.) y de origen fluvial, y en los sectores centrales y orientales aparecen depósitos calizos, hacia el techo de las series, que dan lugar a los Páramos, y de yesos generados, respectivamente, en ambientes lagunares o de "playa-lake".

Por último, El Cuaternario queda restringido a los depósitos ligados a los ríos principales y valles subsidiarios.



FUENTE: Mapa Geológico de España, 1966. IGME  
Elaboración propia

Figura 3.5 Mapa geológico provincial

## LEYENDA - GEOLOGICO DE LEON

<b>Q</b>	CUATERNARIO
<b>M</b>	MIOCENO
<b>OI</b>	OLIGOCENO
<b>C<sub>4</sub></b>	CARBONIFERO ESTEFANIENSE
<b>C<sub>3</sub></b>	CARBONIFERO WESTFALIENSE
<b>C<sub>2</sub></b>	CARBONIFERO CALIZA DE MONTAÑA
<b>D</b>	DEVONIANO
<b>S</b>	SILURIANO
<b>G</b>	CAMBRIANO
<b>A</b>	PRECAMBRIANO

El dominio del Mioceno y Cuaternario es con mucho el más importante por su extensión, y el que está ligado a los grandes abanicos aluviales del Terciario superior, estando la zona central constituida por arcillas rojas, que hacia el norte aparecen recubiertas por un depósito de cantos rodados de cuarcitas embalados en una pasta arcillosa más roja y que presentan gran semejanza con las de las rañas extremeñas. Así reconoce su existencia la memoria del Mapa Geológico de La Robla (1984).

En la composición de estos abanicos, y concretamente el que a nosotros nos interesa, el de Camposagrado, podemos comprobar alternancia de orto y paraconglomerados con lutitas y fangolitas, y el porcentaje relativo de estos componentes en la horizontal y vertical da a este dominio un relieve de aspecto masivo, suavemente alomado, en el que se desarrollan, a favor de los paquetes conglomeráticos más compactos, y por acción de la erosión diferencial, un relieve estructural con superficies planas que forman en conjunto, un sistema en graderío cuyas superficies conservan el débil buzamiento al Sur, propio de los sedimentos de este abanico aluvial.

El encajamiento de la red fluvial disecta estas superficies con la consiguiente degradación de sus bordes por la regulación de vertientes.

#### **III.4.1.4      Hidrografía**

El Duero, a través de sus afluentes, es el único río que avena la región. Mediante sus tributarios penetra profundamente en las montañas marginales, siendo, por eso, su cuenca hidrográfica (79.326 Km<sup>2</sup>) la más grande de España después de la del Ebro. Se extiende entre la cordillera Cantábrica, al Norte, el Sistema Ibérico, al Este, y la cordillera Central al Sur. Corre, pues, en dirección Este-Oeste por las anchas tierras de Castilla, siguiendo la suave pendiente marcada por el plano inclinado de la Meseta y regando la extensa planicie de Castilla-León. Al nacer en zonas de elevada altitud y fuerte innivación, presenta un régimen pluvio-nival característico y un caudal relativamente grande. La red de afluentes es claramente disimétrica, con ventaja para los ríos del norte, que aportan un caudal de 246 m<sup>3</sup>/s, con los del sur, que tan sólo

vierten  $115 \text{ m}^3/\text{s}$ . Lo cual es lógico, porque en la cordillera Cantábrica las precipitaciones son mayores que en la Ibérica o en el Sistema Central, y ello en razón de la influencia de las borrascas y depresiones del Oeste.

Entre los primeros hay algunos, como el Pisuerga ( $80 \text{ m}^3/\text{s}$ ), y especialmente el Esla ( $116 \text{ m}^3/\text{s}$ ), que tienen un papel decisivo. Entre ambos recogen las escorrentías volumétricamente más importantes de la cuenca y cada uno de ellos constituye una amplia red secundaria donde se reúnen numerosos cauces de entidad variable.

El Esla presenta una cabecera montañosa muy extensa  $740 \text{ km}^2$  y en la que abundan las montañas por encima de los  $2.000 \text{ m}$ , tanto en Valdeburón como en la Tierra de la Reina. En Riaño se organiza definitivamente, en un valle de gran belleza que quedará anegado por las aguas de un embalse. Siendo ya un río bastante crecido abandona la cordillera cerca de Cistierna y arrumbándose poco a poco hacia el Suroeste se aproxima a León. Poco después entra por la derecha el Porma y algo más tarde el Bernesga, que traen caudales abundantes desde la Cantábrica.

Las cabeceras de los demás ríos alcanzan un desarrollo intermedio:  $340 \text{ km}^2$  el Bernesga,  $310 \text{ km}^2$  el Porma y unos  $200$  el Torío y el Curueño. Todas ellas disponen de cumbres por encima de los  $2.000 \text{ m}$  y extensas áreas por encima de los  $1.600 \text{ m}$ ; éstas son menos desarrolladas en la cuenca del Bernesga.

El valle del Bernesga es el que, desde León, sigue la carretera nacional y el ferrocarril que, por el puerto de Pajares, enlazan la Meseta con Oviedo. En La Robla concluye su recorrido el ferrocarril de vía estrecha que une Bilbao con la zona minera leonesa. Aguas abajo de León el Torío desagua en el Bernesga y unos kilómetros después lo hace éste en el río principal. Desde aquí, con pendiente bastante reducida y un curso divagante que da lugar a numerosos brazos activos y abandonados, el Esla atraviesa las extensas tierras del páramo leonés recibiendo pocos y cortos afluentes que aportan escasos caudales.

El Orbigo es el principal afluente del Esla al que aporta abundantes caudales que recoge en la cordillera Cantábrica y en los Montes de León, a través de su extensa red. El río se forma por la unión de otros dos, el Omañas y el Luna. A este hecho debe su nombre: Orbigo viene de Urbicus, voz ibérica latinizada que significa, en esencia, dos aguas.

El Omañas y el Luna juntan sus aguas después de haber salido de la cordillera al llano y lo hacen algo al Norte del paralelo de León. La gran cantidad de materiales que transportaron estos ríos durante el Plioceno, bajo unas condiciones de intensa torrencialidad, ha determinado la formación de una extensa raña que desde las montañas se prolonga Orbigo abajo hasta más allá de Benavente.

A ellos y al Tormes ( $55 \text{ m}^3/\text{s}$ ) debe el Duero un caudal de cierta consideración cuando entra en Portugal (alrededor de  $450 \text{ m}^3/\text{s}$ ). Son éstos los que le confieren precisamente su carácter de gran río.

Cuando penetra en las llanuras presenta un caudal más bien modesto, que no aumenta de un modo apreciable hasta después de recibir al Pisuegra. A partir de entonces, como un río ancho, cruza lentamente las campiñas castellanas sin recibir aportes sustanciales hasta después de su confluencia con el Esla, que lo acrecienta casi al doble.

Los ríos principales de nuestra área de estudio son los ya citados anteriormente, el Bernesga y el Orbigo; ambos son de poca sinuosidad, con escasos tramos donde se inicia un principio de anastomosamiento en los sectores meridionales. El Bernesga es claramente disimétrico en sus márgenes, siendo la margen derecha más tendida y el Orbigo presenta igual característica, pero mucho más atenuada.

Los valles secundarios son de morfología peculiar, con el fondo plano y alimentados especialmente por los detríticos de las vertientes. El contacto entre vertientes y fondo es cóncavo. Estas características, que permiten clasificarlos probablemente como valles de solifluxión con fondo plano y concavidad basal, son

herencia de una red fluvial antigua con impronta periglacial. También algunas de las vertientes regularizadas están colgadas, debido a fases primitivas de incisión lineal. Actualmente, el encajamiento de los barrancos es muy activo, desmantelando muy rápidamente los depósitos de las vertientes y originando, en la mayoría de los casos, conos de deyección de diversa magnitud en sus desembocaduras a cuencas de mayor orden.

Algunos de estos barrancos, en tiempo reciente, se han encajado en su propio cono, dando lugar a pequeños lóbulos progradantes hacia el cauce principal.

Finalmente podemos decir, que su cuenca forma parte de la España seca; en cambio su densa red hidrográfica, que se ramifica cual largos brazos, busca la humedad hasta las altas cumbres que la rodean.

#### **III.4.1.5      Clima**

El clima, en cuanto tal, puede ser conceptuado como una serie de tipos de tiempo que se suceden de modo más o menos rítmico en el decurso de un año, originando un ambiente "permanente" en un espacio de la superficie terrestre de mayores o menores dimensiones. De estos tipos de tiempo hay unos, los predominantes, que se repiten con tal regularidad y con unos efectos similares, que permiten esperar que cualquier estación del año presente generalmente unas características bien definidas. Es lo que confiere al clima el carácter de lo permanente.

La situación geográfica con respecto a la dinámica atmosférica, la altitud y, en especial, el relieve, modificando los efectos de las masas de aire, son las que originan que en un espacio concreto los tipos de tiempo ofrezcan también unos valores concretos, y en el tiempo similares, cuando no iguales. Su remanencia más o menos frecuente es lo que da carácter de ambiente permanente a esos espacios más reducidos que, aparecen a escala regional y aun comarcal. Es en esta dimensión, mucho más compartimentada, en la que el clima adquiere su verdadero significado geográfico.

Si los tipos de tiempo responden en grandes rasgos a la circulación general de la atmósfera, en una última y definitiva instancia es a las modificaciones, que introducen en las masas de aire estos otros elementos de la superficie terrestre, a los que se debe que sus efectos sean distintos y concretos. Son el aspecto fundamental para que el clima en un espacio, igualmente concreto, presente unas características bien definidas.

Hemos de tener en cuenta, lo que expresa GARCÍA FERNÁNDEZ (1986) acerca del clima de esta área de estudio: creo que, por lo menos en lo que se refiere a la geografía, el estudio del clima no reside en su reconstrucción, aduciendo una serie de datos meteorológicos, sino de expresar cómo se ocasiona ese ambiente permanente. Los datos tratan de dar a conocer cómo es la realidad, pero no son esta misma realidad, aunque a veces no quede más remedio que deducirla de ellos. Tienen así mucho más de indicativo que no de apodícticos. Por eso creo que los valores medios, unas veces anuales y otras mensuales, siguen siendo imprescindibles y significativos. Pese al tópico que ninguno de ellos se ajusta a lo que ocurre en cualquier año o mes, sí son una aproximación que permite expresar la realidad en sus rasgos más característicos. Y como medio de expresión indican que los hechos acontecen en torno a unos umbrales determinados. No se ha dudado en utilizarlos como medio de conocimiento de los aspectos más destacados de lo que es el clima.

Sin embargo, tampoco se ha vacilado en emplear, también como medio de expresión, datos diarios; ya que igualmente resultan imprescindibles para dar idea de los tipos de tiempo, tanto los más habituales como aquéllos que aparecen más inusualmente, porque ambos contribuyen a configurar ese ambiente permanente, que parece lo esencial del clima.

En tan vasto espacio, y en el que hay un número elevado de observatorios y estaciones meteorológicas de diverso valor y categoría, el recurrir a su análisis individualizado, es una tarea que sobrepasa las posibilidades de una sola persona y el interés del presente estudio. Tampoco existen los suficientes trabajos parciales y monográficos que superen semejante dificultad. Por eso, nos hemos tenido que



reducir a utilizar los datos recopilados en alguna de las obras de carácter general, y que sólo contienen por norma valores medios elaborados con series más o menos largas; y en pocas ocasiones estos datos están individualizados por años.

Finalmente podemos decir que los rasgos generales de las condiciones climáticas reinantes en esta área son resultado de las características generales de la circulación atmosférica que afectan a la Península Ibérica, de su situación dentro de ésta en el NW de la Meseta y de matices particulares debidos a factores locales. Comunes a toda la Península son los rasgos más fundamentales como el predominio de la circulación del Oeste, la distribución estacional de las presiones, el carácter frontal de las precipitaciones y el ritmo anual de las temperaturas.

#### **III.4.1.5.1 Temperaturas**

Hemos de tener en cuenta, que según podemos apreciar en la Figura 3.6, en función del factor latitudinal, las temperaturas medias anuales y estacionales van incrementándose según una componente norte-sur.

De acuerdo con los comportamientos térmicos de los mares que rodean a nuestras tierras, *Atlántico y Mediterráneo, también varían los de las regiones* próximas a ellos, o más o menos alejadas (continentalidad). Así, las temperaturas medias anuales aumentan según una componente oeste-este, habida cuenta de que el Mediterráneo sólo mitiga el invierno, mientras que el Atlántico lo hace en todo momento. El alejamiento de las masas oceánicas, es decir, la pérdida del influjo temperante del mar, aclara sobre la rudeza de los inviernos y sobre el fuerte calor estival en el interior.

Sin embargo, es el factor configuración del relieve el decisivo para explicar las temperaturas, así como su distribución estacional, en el solar hispano.

El factor altitud, por su parte, hace que las temperaturas sean más bajas en el interior que en las áreas litorales y que en las depresiones.

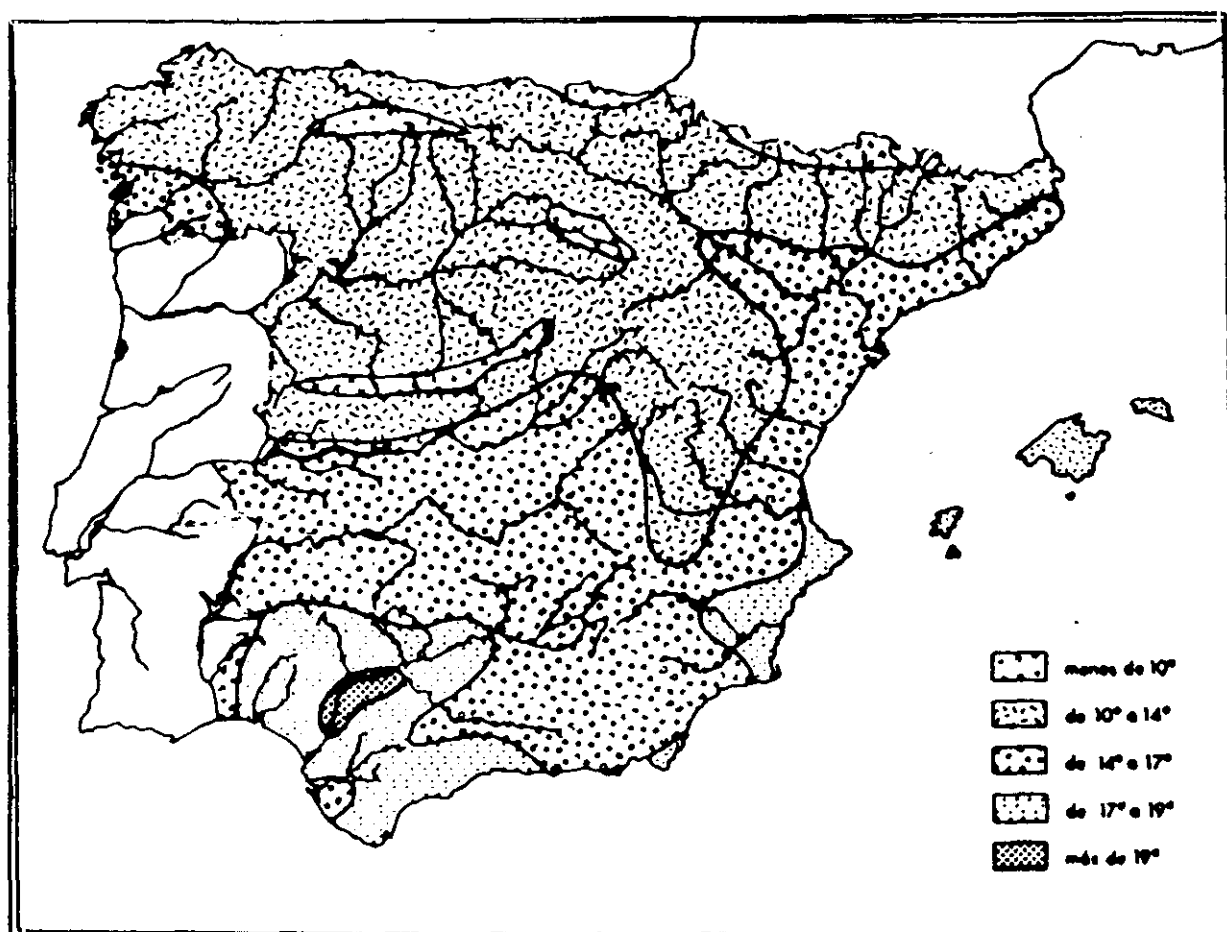


Figura 3.6 Temperaturas medias anuales

Se da, por consiguiente, una disimetría fundamental entre los valores térmicos del interior y los de las orlas litorales.

Las temperaturas medias en enero y en agosto en las dos comunidades a las que básicamente pertenecen nuestras distintas áreas de estudio están comprendidas, en Castilla-León, entre 2°-4° y entre 20°-21°; en Castilla-La Mancha entre 4°-7°, y 23°-26°; muestran, pues, una distribución espacial y una neta diferenciación regional, sólo explicable por factores geográficos.

Puede resumirse diciendo que las temperaturas ofrecen gran riqueza de matices y de contrastes, de absoluta falta de unidad, y que las características de nuestros climas viendo cómo se contraponen los valores y los regímenes térmicos de las áreas próximas al mar, de los valores moderados y oscilaciones suaves, con las del interior, en las que las características mediterráneas van continentalizándose, y generando valores extremados.

Dentro del interior meseteño destaca la dureza y duración de los inviernos en Castilla-León, que son más suaves en Castilla-La Mancha, que, por contra, soporta unos más fuertes veranos.

#### **III.4.1.5.2 Precipitaciones**

Si las temperaturas permiten regionalizar marcadamente nuestras tierras, son, sin embargo, el volumen y el ritmo de las precipitaciones los que más contrastadamente confieren diversidad, características más diferenciables si cabe, a nuestros climas. El elemento precipitaciones genera ámbitos bioclimáticos radicalmente distintos, Figura 3.7.

El dispositivo orográfico, con sus pantallas de estancamiento, sus zonas de resguardo, su posición con relación a los principales flujos portadores de lluvias, factor éste fundamental en sí mismo, etc., es un importante responsable de la enorme desigualdad en las cuantías y distribución de las lluvias.

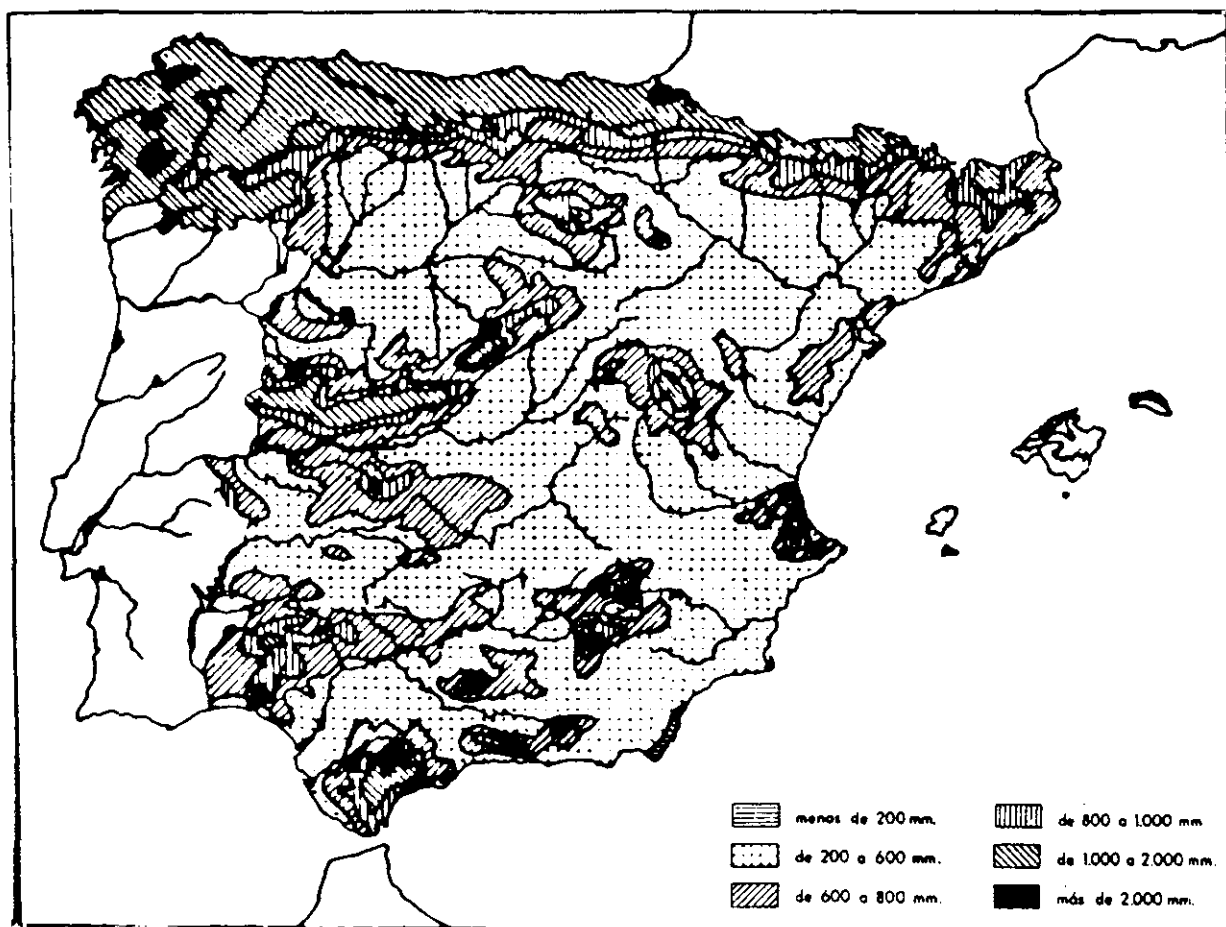


Figura 3.7 Precipitaciones medias anuales

Las precipitaciones decrecen según una doble componente norte-sur y oeste-este, en función también del gran desarrollo longitudinal y latitudinal del territorio.

De acuerdo con el volumen de precipitación media anual, Capel Molina (1981), divide el territorio en tres áreas bien contrastadas: húmeda, la que recoge más de 800 mm de precipitación; seca, la que registra entre 300 y 800 mm al año, y árida, la que sufre menos de 300 mm.

Como conclusión principal puede afirmarse que España padece una acusada indigencia pluviométrica en la mayor parte del territorio y no ya sólo por el volumen total de agua recogida, sino también por el ritmo acusadamente anárquico, irregular, con que se presentan las precipitaciones a lo largo de las estaciones y de un año para otro.

Antes de continuar con la descripción más detallada del clima de cada provincia de nuestra área de estudio, y según el Servicio de Datos del Instituto Nacional de Metereología, el número de años de observaciones queda reflejado en el Cuadro 3.1. En el citado cuadro vemos que el número de años en las observaciones, tanto termométricas como pluviométricas, es muy variable, superando los 30 años, exigidos por la práctica, seis de las estaciones en lo que a pluviometría se refiere y cuatro en cuanto a temperatura, careciendo tres de ellas de los datos de temperaturas.

CUADRO 3.1 SITUACION GEOGRAFICA Y AÑOS DE OBSERVACION EN LAS ESTACIONES CLIMATOLOGICAS

Nombre de la Estación	Latitud Norte	Longitud Greenwich	Altitud metros	Número de años de Observación	
				Precipitación	Temperatura
VILLAMECA (León)	42° 39'	2° 23' W	978	40 (1951-1991)	40 (1951-1991)
LA GRANJA (Segovia)	40° 54'	0° 19' W	1191	35 (1956-1991)	17 (1913-1930)
ATIENZA (Guadalajara)	41° 12'	2° 52' W	1250	23 (1967-1990)	22 (1968-1990)
VILLAREJO DE MONTALBAN (Toledo)	39° 46'	4° 34' W	533	35 (1955-1990)	32 (1958-1990)
ENCOMIENDA DE MUDELA (Ciudad Real)	38° 37'	0° 06' E	758	36 (1955-1991)	36 (1955-1991)
EL CENTENILLO (Jaén)	38° 20'	0° 02' W	824	49 (1931-1980)	32 (1931-1963)
LA CAROLINA (Jaén)	38° 16'	0° 04' E	606	36 (1951-1987)	
LA CAROLINA "PUNTAL" (Jaén)	38° 22'	0° 01' W	840	17 (1954-1971)	
SANTA ELENA (Jaén)	38° 20'	0° 09' E	743	23 (1951-1974)	

Fuente: Instituto Nacional de Meteorología. Elaboración propia.

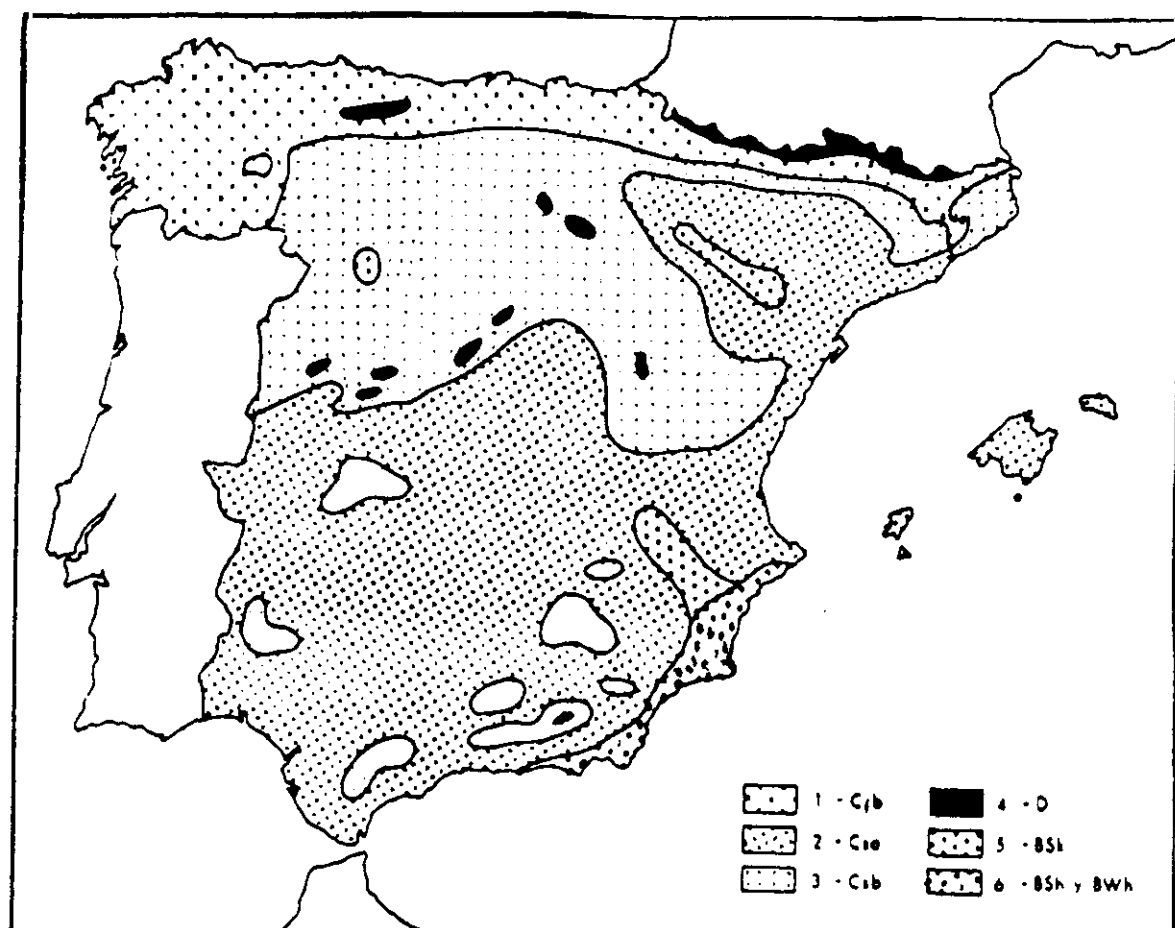
### **III.4.1.5.3 El mosaico de los climas españoles**

En general puede considerarse que hay un clima mediterráneo, que cubre la mayor parte de nuestro territorio, más o menos continentalizado en las áreas alejadas del mar, y un clima oceánico-templado, en una estrecha banda costera del norte y del noroeste. Sin embargo, la realidad es mucho más rica y compleja.

Dentro de la enorme variedad de los climas españoles, la clasificación de más aceptación y difusión en la bibliografía al uso, es la de KÖPPEN por Julia y ANTONIO LÓPEZ GÓMEZ (1959), según podemos apreciar en la Figura 3.8.

La especial situación geográfica de la provincia de León, unida a las modalidades de los sistemas orográficos que la interfieren, es causa determinante de que su clima presente características predominantemente continentales, pero con influencias atlánticas, tanto más acusadas, cuanto más efecto corresponde a las estribaciones de las grandes cordilleras que interceptan los vientos marinos.

La elevada altitud de la región determina un descenso de la temperatura con respecto a otras zonas. El hecho de ser una cuenca rodeada de montañas influye en los bajos índices de precipitaciones y se acentúa en el invierno, por el aislamiento que introduce, el carácter extremo de sus temperaturas, entre 10° y 14° de temperatura media anual. La situación afecta principalmente al régimen de lluvias, e indirectamente a su cuantía. En el verano, la región pertenece a la extensa zona en la que dominan de un modo neto las masas de aire tropical - anticiclón de las Azores- y padece, por lo tanto, una acusada aridez estival. El centro del invierno cae plenamente dentro del área de circulación anticiclónica oceánica y continental, que, aparte de dar lugar a un largo período de frío intenso, origina un mínimo secundario de precipitaciones. Estos dos hechos, unidos al aislamiento que producen las montañas, son responsables de que en el conjunto del año la aridez sea elevada. Las lluvias no son abundantes, lo mismo que en el resto de la Meseta, sólo en las estaciones intermedias, cuando está libre el paso a las borrascas en todo el interior de España. De este modo, el clima de la región presenta una serie de características que comentaremos a continuación.



Fuente: JULIA Y ANTONIO LOPEZ GOMEZ

Figura 3.8 Distribución de los climas españoles

La intensidad y duración de los inviernos constituye el rasgo climático más sobresaliente. Además son inviernos de gran duración, pues durante seis y hasta siete meses, la temperatura media es inferior a 10°C, de los cuales en tres meses por lo menos baja 5°C. Desde primeros de noviembre, y a veces desde la primera quincena de octubre, el frío se mantiene hasta finales de abril, prologándose algunos años hasta bien entrado mayo. Sin embargo, no hay que pensar que durante estos seis meses se produzca un período continuado de frío. Exceptuados los meses del centro del invierno - los que tienen una temperatura media inferior a los 5°C - en los demás se presentan lapsos de tiempo soleado y de elevada temperatura (máximas de 23°C a 28°C); pero son episodios fugaces, que alternan con tipos de tiempo francamente fríos, producidos por los fenómenos de descarga polar (circulación anticiclónica oceánica) y con las borrascas atlánticas, que en esta época no logran hacer desaparecer la sensación de invierno. Únicamente en mayo la temperatura experimenta un aumento sensible: de 6,6°C y 8,7°C pasa a 12,3°C y 16,4°C. Y, sin embargo, aún en este mes, cuando al otro lado de la Cordillera Central se deja sentir el calor con todo su rigor, es frecuente que, con un tiempo soleado y un cielo de una nitidez perfecta, la masa de aire sea en conjunto fría, y las temperaturas a pesar del valor de la insolación, tan sólo moderadas. Son días representativos de una humilde primavera, tan fugaz como espléndida. Algo análogo ocurre con el otoño. Después de las lluvias de finales de septiembre, la temperatura desciende bruscamente, y pueden aparecer incluso las primeras heladas. Un período efímero de un sol tenue y templado, turbado por un tiempo borrascoso, enlaza con las bajas temperaturas de noviembre, que instauran un invierno de larga duración. Por eso, las estaciones intermedias se reducen tanto que son prácticamente inexistentes.

Hemos de tener en cuenta que los observatorios a elegir, en nuestro caso uno solamente, debe reunir las siguientes condiciones:

- a) Una adecuada distribución en el espacio a estudiar



- b) Una serie de datos lo más completa posible; es decir, no debe de haber un elevado número de meses sin registros o períodos enteros con registros deficientes.
- c) Ofrecer una serie estadística lo más amplia posible. Respecto a este último apartado se ha aceptado internacionalmente el período de 30 años, propuesto por la Organización Mundial de Meteorología en el año 1935, como el mínimo necesario para conocer el clima de una región.

Para tratar de plasmar todo lo expuesto anteriormente sobre el clima de esta área, el observatorio seleccionado en esta provincia de León, ha sido el de VILLAMECA, ya que creemos necesario tenerlo en cuenta por su proximidad a nuestra área de estudio, como por su similitud a ella en cuanto a características topográficas y altitudinales, y cuyas series básicas de temperatura y pluviometría, parten en el primer caso del año 1938 y en el segundo desde el 1931 y llegan hasta la actualidad.

Siguiendo los criterios espacio -temporales recomendados- para este tipo de estudio por la Organización Metereológica Mundial, el período básico de trabajo ha sido el constituido por los años 1951-91 para datos termopluiométricos.

Según el Servicio de Datos del Instituto Nacional de Meteorología, el número de años de observaciones de temperatura media anual de las medias en °C y precipitación media anual en milímetros quedan reflejados en el Cuadro 3.2.

CUADRO 3.2  
(Período 1951-1991)

Estación VILLAMECA (León)	Meses												
	E	F	M	A	My	J	Jl	Ag	S	O	N	D	AÑO
Temperatura media °C	2,6	3,4	5,7	7,8	11,8	16,2	19,7	18,9	16,1	11,2	6,0	3,4	10,2
Precipitación mm	121,4	113,6	80,6	65,0	63,0	55,7	26,0	17,2	46,4	86,3	108,5	115,2	899,0

Fuente: Instituto Nacional de Meteorología. Elaboración propia

Los datos de las observaciones fueron recogidos por listado de ordenador: que tiene los mismos apartados de las fichas, método que funcionó hasta el año 1970, ordenándolos por cuencas hidrográficas.

Como se puede observar en las Figuras 3.9 y 3.10, correspondientes a las isotermas e isoyetas anuales, la citada estación está comprendida entre las isotermas de 10° y 12°, y las isoyetas de 700 y 900 mm.

Se ha realizado también el diagrama ombrotérmico de WALTER-LIETH, (1960); estos autores utilizaron como base los diagramas de GAUSSEN para confeccionar sus diagramas y representar el curso anual ideal de las lluvias mensuales y de las temperaturas medias mensuales, utilizando escalas de ordenadas tales que T°C resulten siempre igualados a 2p mm de precipitación. Sobre esta base, como ya sabemos, se consigue la representación gráfica de los períodos secos y húmedos de un determinado intervalo. El período seco se define desde el momento en que la curva de temperaturas está por encima de las precipitaciones. Por el contrario, el período húmedo se muestra cuando la curva de precipitaciones está por encima de la de las temperaturas.

WALTER y LIETH representan en su diagrama, como es natural, no un año concreto, sino una tendencia media del año o, lo que es lo mismo, un año ideal calculado, obteniendo las medias de todos los valores homólogos adquiridos por las mismas magnitudes durante n años de observación.

Una idea general respecto al clima, se puede ver observando el diagrama ombrotérmico de VILLAMECA, Figura 3.11, en el que se da un aumento de la temperatura a partir de mayo, para volver a descender nuevamente en noviembre.

Resumiendo, el balance de agua de esta estación presenta un máximo en enero y diciembre y otro algo menor en febrero y noviembre, acusando un mínimo fuerte en el mes de agosto.

# LEON

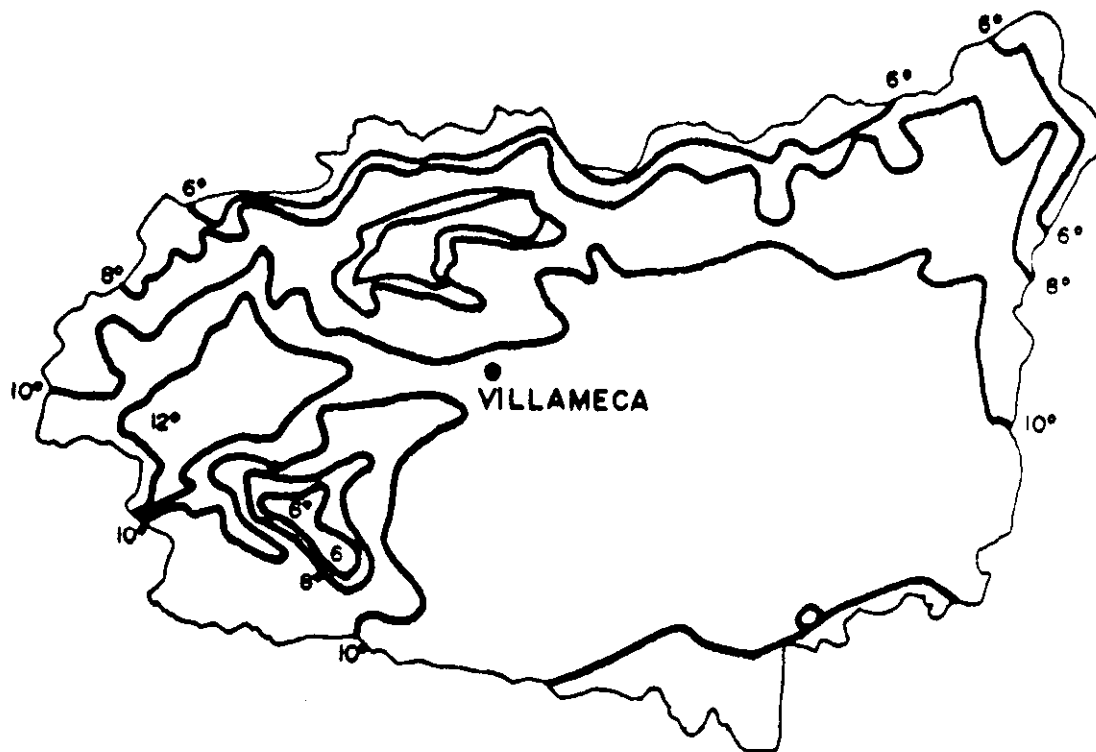


Figura 3.9 Isoterma anual

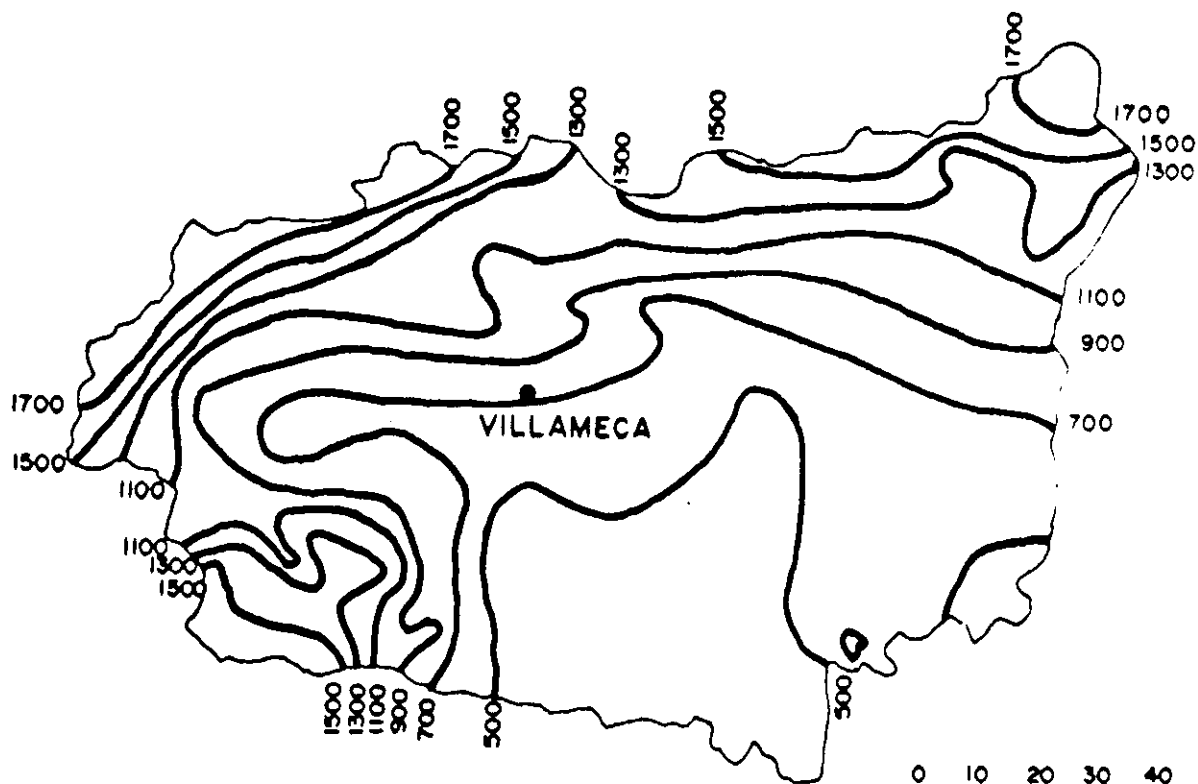


Figura 3.10 Isoyeta anual



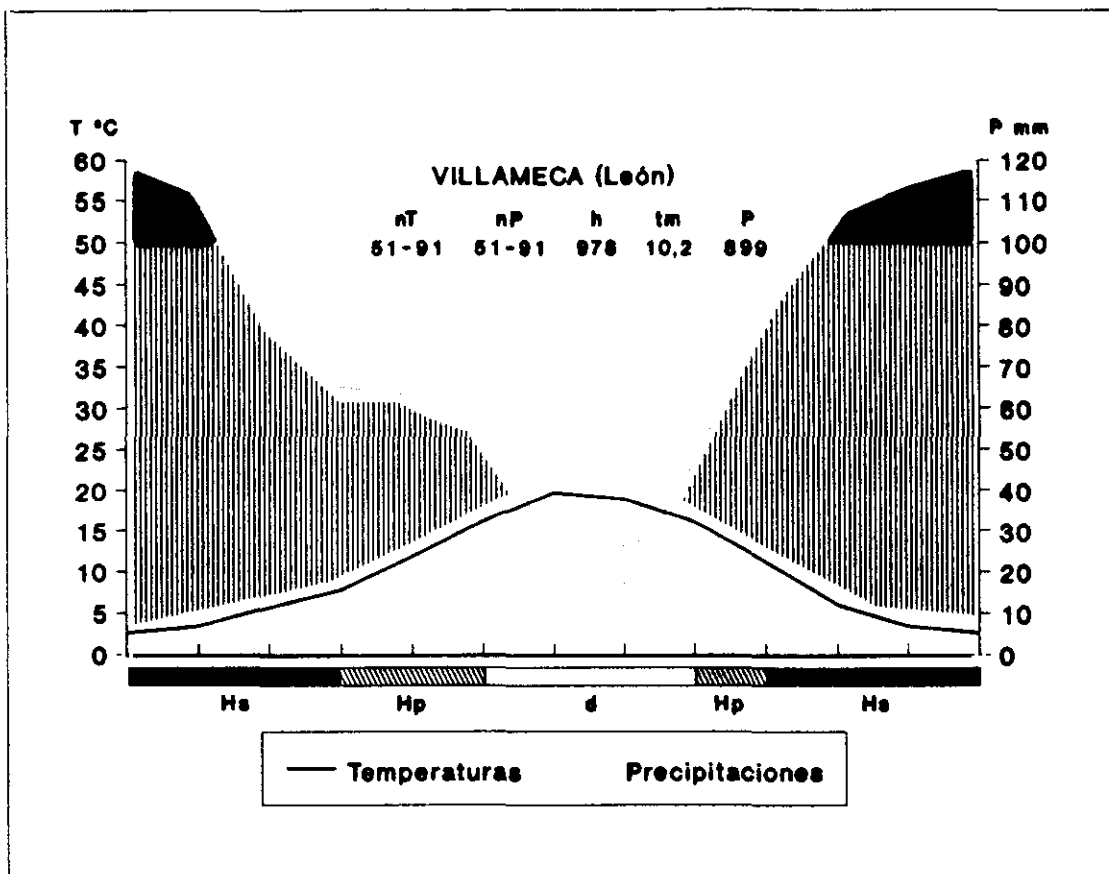


Figura 3.11 Diagrama ombrotérmico

nT = Número de años de la serie de temperaturas  
 nP = Número de años de la serie de pluviometría  
 h = Altitud en metros  
 tm = Temperatura media anual de las medias en °C  
 P = Pluviometría media anual en milímetros  
 Período seco (punteado)  
 Período húmedo (rayado)

III.4.1.5.4 Características térmicas

Para la caracterización del régimen térmico de un lugar o un área es necesario disponer previamente de las temperaturas medias mensuales (de máximas absolutas, máximas, medias, mínimas y mínimas absolutas) al objeto de calcular las temperaturas anuales. Para ello se han utilizado los datos mensuales ofrecidos por la red termopluviométrica.

El cálculo de las temperaturas se pueden observa en el Cuadro 3.3 y Figura 3.12, en donde se recogen los datos medios mensuales referentes a la temperatura máxima absoluta, media de la máxima, media entre la máxima y mínima, media de la mínima y mínima absoluta.

CUADRO 3.3. REGIMEN DE TEMPERATURAS

(Período 1951-1991)

Estación VILLAMECA (León)	Meses											
	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC
TMxab	13,1	14,4	18,3	22,2	27,3	31,9	34,2	33,3	31,4	25,0	18,3	14,4
TMx	7,1	7,9	11,0	13,6	18,2	23,3	27,8	27,0	23,8	17,2	10,8	7,9
tmx	-1,9	-1,1	0,4	1,9	5,3	9,1	11,5	10,7	8,4	5,2	1,1	-1,2
tmxab	-7,7	-6,9	-4,8	-3,4	-0,8	3,1	5,6	5,5	2,9	-0,7	-4,6	-7,0
Media	2,6	3,4	5,7	7,8	11,8	16,2	19,7	18,9	16,1	11,2	6,0	3,4

TMxab = Media de la temperatura máxima absoluta  
TMx = Media de la temperatura máxima  
tmx = Media de la temperatura mínima  
tmxab = Media de la temperatura mínima absoluta  
Media = Media de la máxima y mínima

FUENTE: Instituto Nacional de Meteorología. Elaboración propia

Todas las curvas térmicas toman la forma de campana, típica de los climas españoles.

Refiriéndonos a la media mensual, podemos observar el ascenso que a partir de mediados de febrero se produce, hasta alcanzar una temperatura próxima a los

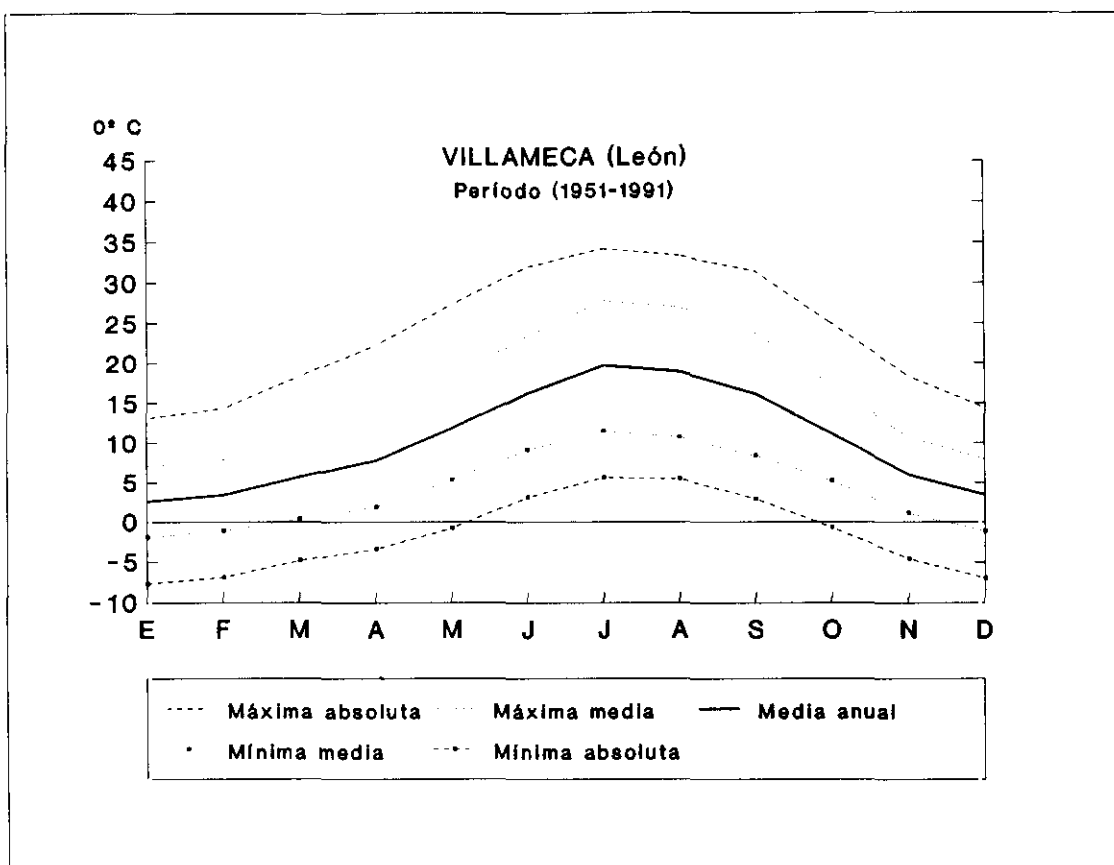


Figura 3.12 Diagrama de temperaturas

6°C en la primera mitad del mes de marzo. La temperatura sigue en aumento hasta el mes de junio y las máximas suelen darse en los meses más calurosos que resultan ser los de julio y agosto que dan la más alta cota térmica, a partir de la cual se produce un descenso. Así llegamos a mediados de noviembre, en que la temperatura alcanza valores inferiores a 10°C y sigue descendiendo hasta los últimos días de diciembre y más aún en enero y febrero; la temperatura media anual es de 10,2°C.

Igualmente hemos observado en el Cuadro 3.3, anteriormente citado, que las diferencias entre la máxima y mínima absolutas de los meses de primavera, son muy similares a las de los meses de verano. Esto es explicable ya que las temperaturas más bajas, incluso por debajo de 0°C se producen todavía en los meses de abril y mayo, lo que provoca heladas tardías. Además y debido al carácter continental de la zona, las temperaturas nocturnas en el verano descienden bastante, lo que produce el aumento de la amplitud térmica entre el día y la noche.

#### III.4.1.5.4.1 Amplitud térmica

Se llama así, o también oscilación climática, a las variaciones altas y bajas que se producen en relación con las temperaturas medias, dentro de una misma serie climática. Una elevada amplitud térmica implica, como es lógico, una elevada continentalidad.

La amplitud térmica se define aquí como la diferencia entre la temperatura media del mes más cálido y la media del mes más frío, o sea, en nuestro caso, julio y enero respectivamente, y en nuestra estación la oscilación media de temperatura es de 17,1°C.

#### III.4.1.5.4.2 Período frío

La duración del período frío se establece en base al criterio de L. Emberger, que considera como tal el compuesto por el conjunto de meses con riesgo de heladas

o meses fríos; entendiendo por mes frío, aquél en el que la temperatura media de las mínimas es menor de 7°C ( $t < 7^{\circ}\text{C}$ ).

Este criterio ha sido contrastado ya en otros estudios provinciales y, más ampliamente, por Francisco Elías y sus colaboradores, quienes llegan a la conclusión de que anteriormente a la fecha de la primera helada (otoño) o posteriormente a la de la última helada (primavera), fijadas por este criterio, el riesgo de que se den temperaturas inferiores a cero grados centígrados (0°C) es menor del 20%.

En el gráfico correspondiente a nuestra estación de Villameca, los períodos en el que las heladas son seguras, son de octubre a diciembre y de enero a mayo; los períodos en el que las heladas serían probables son de septiembre a octubre por un lado y de abril a junio por otro, y el período final libre de heladas sería de junio a septiembre. Resumiendo, se puede decir que la duración media del período, sería para esta estación de 8 meses.

#### III.4.1.5.4.3 Período cálido

Para establecer la duración de este período, se han determinado los meses en los que las temperaturas medias de las máximas alcanzan valores superiores a los 30°C ( $T > 30^{\circ}\text{C}$ ). En nuestra estación la media de las máximas en los meses de julio y agosto no superan los 30°C, por lo tanto carece de período cálido.

#### III.4.1.5.5 Características pluviométricas

##### **Pluviometría media.-**

Para la caracterización de un lugar o un área es necesario disponer, previamente, de la pluviometría media mensual y anual. Para ello se han utilizado los datos mensuales ofrecidos por la red meteorológica provincial seleccionada. Al igual que se ha hecho para calcular las temperaturas medias anuales, se ha hecho también para normalizar las precipitaciones dentro del mismo período de años.



La curva de la Figura 3.13, se caracteriza por la existencia de dos máximos y dos mínimos. El máximo principal se produce en el mes de enero y el secundario en el mes de diciembre, con un mínimo relativo en marzo. El mínimo principal es el característico estiaje propio de esta área, y que se da en los meses de julio y agosto; más concretamente en el diagrama podemos ver que se da en agosto.

Por lo tanto el sector de esta área leonesa queda indudablemente dentro del dominio de clima mediterráneo, del que debido principalmente a la altitud representa una variedad fría continentalizada. En la clasificación de KÖPPEN quedaría definido como Csb<sub>3</sub>. Este subíndice tres que añadimos a las letras que simbolizan el clima mediterráneo de veranos frescos (mes más cálido inferior a 22 grados) expresa que la temperatura del mes más frío es inferior a 6 grados de acuerdo con las precisiones hechas a la clasificación de KÖPPEN por JULIA y ANTONIO LÓPEZ GÓMEZ, (1959). Su posición marginal dentro de este dominio climático próximo a la España húmeda de clima oceánico se manifiesta en un acortamiento de la sequía estival, sensible sin embargo durante los meses de julio y agosto en el mismo contacto con la Cordillera Cantábrica en dirección a la cual las precipitaciones aumentan con rapidez.

Desde el punto de vista de ecología de cultivos de PAPADAKIS, el clima de Villameca tiene las siguientes características: tipo de invierno, Avena fresco (av); tipo de verano, Trigo menos cálido (t); régimen de temperatura Pirenaico (Pa); régimen de humedad, Mediterráneo húmedo (Me), por lo tanto el tipo de clima sería Mediterráneo templado fresco (Pa, ME).

#### **III.4.1.6      Vegetación**

En España coexisten tres grandes regiones biogeográficas o corológicas, desde el punto de vista de distribución de la vegetación: Eurosiberiana, que comprende el norte peninsular y la cordillera pirenaica; la Mediterránea, que corresponde al resto peninsular y al ámbito balear; y la Macaronésica, la cual está representada en el archipiélago canario. Estas tres regiones pertenecen o se agrupan en el gran reino de flora y vegetación Holártico, LEMÉE, (1967).

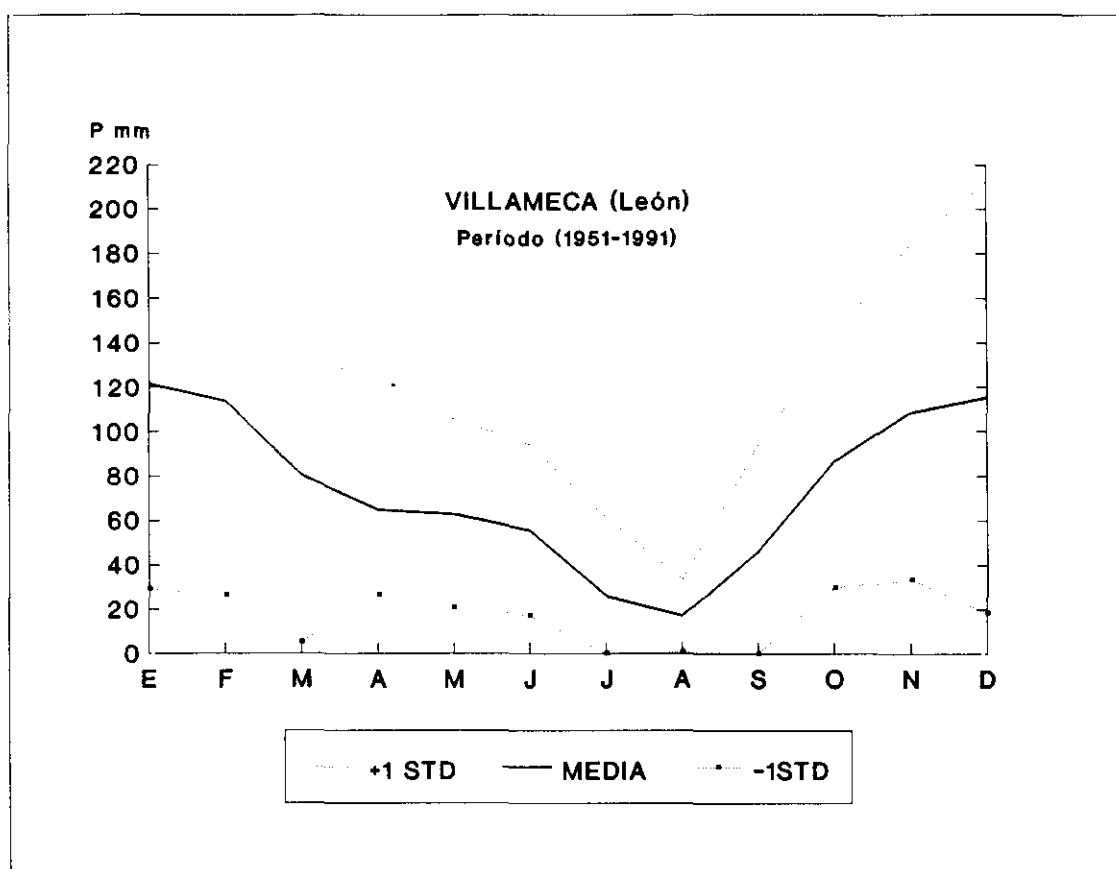


Figura 3.13 Diagrama de precipitaciones

Por otra parte RIVAS-MARTÍNEZ (1987), ha delimitado dentro de la región mediterránea, cinco de los seis pisos bioclimáticos existentes y que se diferencian de acuerdo con factores altitudinales y latitudinales; ellos son: infra, termo, meso, supra, oro y crioromediterráneo, de mayor a menor gradiente térmico.

Las seis áreas de estudio que comprende nuestro trabajo de investigación pertenecen a la región mediterránea, y dentro de ésta, tres de ellas pertenecen al piso supramediterráneo, y dos al mesomediterráneo.

#### **III.4.1.6.1      Piso supramediterráneo**

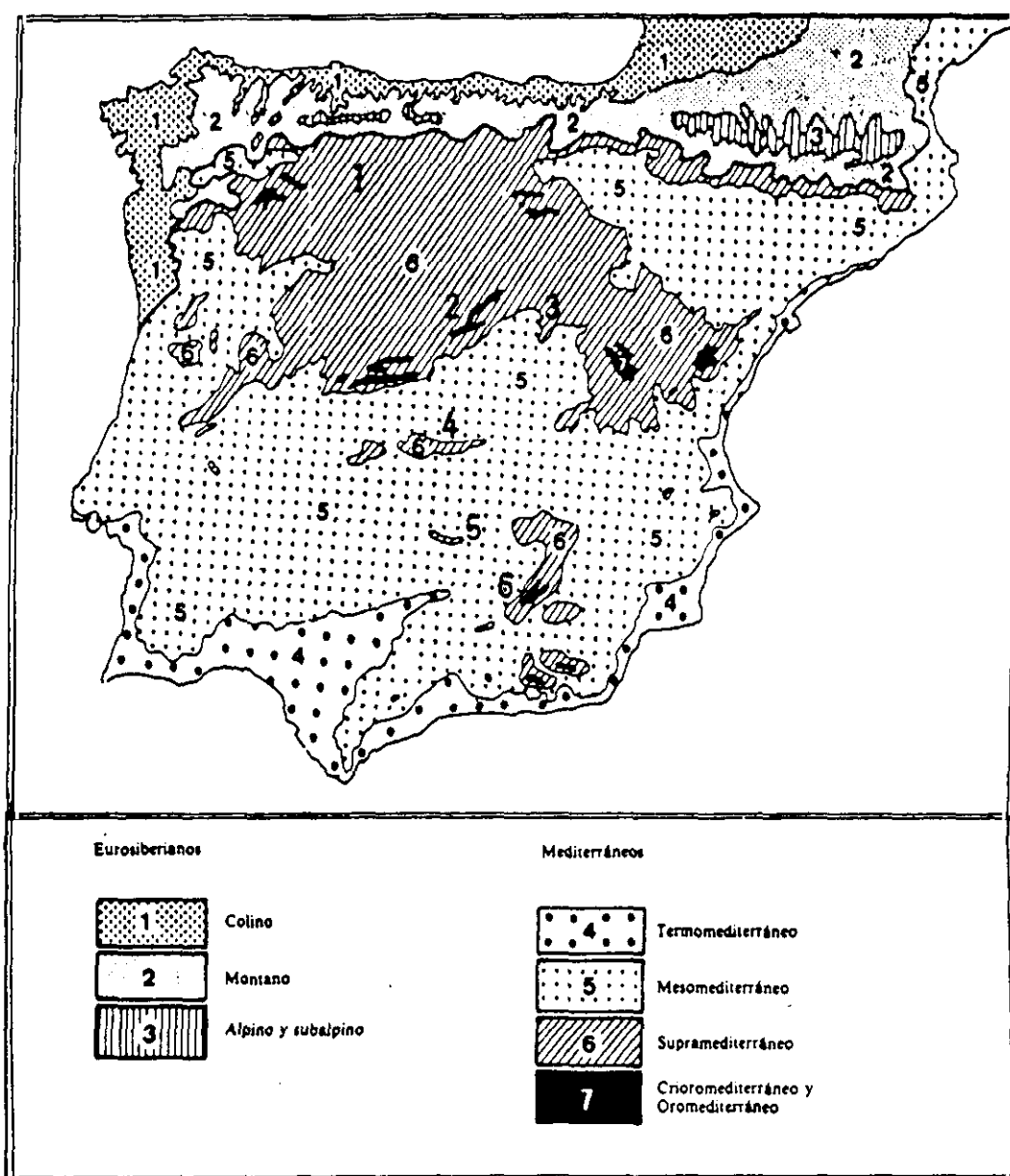
El piso bioclimático supramediterráneo se halla muy extendido por toda la Península Ibérica. Ocupa una buena parte de la submeseta norte y áreas pedemontañas de las montañas elevadas centrales o meridionales españolas.

Dentro de la supramediterránea, tenemos las estaciones de Villameca (León), la Granja de San Ildefonso (Segovia) y la de Atienza (Guadalajara), según podemos ver en la Figura 3.14.

Los inviernos son particularmente rigurosos y largos en estos territorios y los principales valores termoclimáticos de este piso son:

- T entre 8 a 13°
- m -4 a -1°
- M 2 a 9°
- It 60 a 210

Los símbolos representan: T = temperatura media anual, m = media de las mínimas del mes más frío, M = media de las máximas del mes más frío, It = índice de termicidad.



FUENTE: La vegetación de España, 1987

Figura 3.14 Pisos bioclimáticos de la Península Ibérica

- 1 León
- 2 Segovia
- 3 Guadalajara
- 4 Toledo
- 5 Ciudad Real
- 6 Jaén

El índice de termicidad (It), conviene recordar, es el valor o guarismo resultante de la suma en décimas de grado centígrado de: T, m y M; se expresa como  $It = (T + m + M) 10$ .

A su vez en los pisos bioclimáticos es posible reconocer horizontes o subpisos, que suelen poner de manifiesto cambios en la distribución de series de vegetación. Estos horizontes coinciden también con el límite de la distribución de muchas especies naturales o cultivadas.

En la región Mediterránea los horizontes a los que pertenecen las tres estaciones nuestras son:

	It
- Villameca	= Supramediterráneo inferior 161 a 210
- La Granja	= Supramediterráneo superior 61 a 110
- Atienza	= Supramediterráneo inferior 161 a 210

Igualmente como ejemplo de los diversos tipos de clima correspondientes a las localidades situadas en los pisos bioclimáticos y regiones biogeográficas que se aceptan actualmente en España, se ha confeccionado el Cuadro 3.4.

Otro aspecto a tener en cuenta en la vegetación es, que al ser España un país notablemente montañoso, la diferencia de exposición entre las laderas norte (umbrías) y las orientadas al mediodía (solanas), influye en la insolación, luego en las temperaturas y por lo tanto en la vegetación.

En el relieve de cualquier zona, hemos de tener en consideración otros factores como pueden ser los topográficos, orográficos y litológicos, pues éstos en algún modo condicionan también la aparición de series de vegetación en un mismo piso bioclimático.

CUADRO 3.4.

	Alt.	Na	T	M	m	It	Dih	P	Pv	Im <sup>2</sup>	PB
VILLAMECA (León)	978	32	10,4	7,3	-1,6	161	125	844	82	4,1	SI
LA GRANJA (Segovia)	1.191	16	8,8	6,5	-4,4	109	101	885	115	2,8	SS
ATIENZA (Guadalajara)	1.250	44	11,0	6,1	-0,7	164	157	550	87	4,8	SI
VILLAREJO DE MONTALBAN (Toledo)	533	21	14,6	9,7	-0,6	249	191	454	47	9,3	MS
EL CENTENILLO (Jaén)	824	23	14,8	9,5	-1,9	262	244	679	33	12,7	MM

Abreviaturas: Alt, altitud; Na, número de años de observación; T, temperatura media anual; M, media de las máximas del mes más frío; m, media de las mínimas del mes más frío; It, índice de termicidad de Rivas-Martínez; Dih, período anual medio libre de heladas (en días); P, precipitación media anual; Pv, precipitación estival media; Im<sup>2</sup>, índice de mediterraneidad de Rivas Martínez; PB, piso bioclimático (SI, SS, supramediterráneo inferior y superior; MS, MM, mesomediterráneo superior y medio)

FUENTE: La vegetación de España (Alcaraz Ariza et al., 1987). Elaboración propia.

Los ecosistemas maduros o cabezas de serie tienen todos carácter forestal (sabinares, encinares, quejigares, robledales, hayedos, etc.) y una buena parte de las series todavía conservan restos de los bosques primitivos.

Aunque el área queda dentro del dominio de clima mediterráneo el rigor de los inviernos excluye el olivo y sus precipitaciones relativamente abundantes y el acortamiento de la sequía estival hacen que se halle escasamente representada la encina, pues debido a estos rasgos climáticos, así como a los suelos, se ajustan mejor a las exigencias del rebollo (Quercus pyrenaica), dentro de cuyo dominio climático queda comprendida la región. Unicamente en el sector meridional al coincidir la disminución de las precipitaciones y acentuación de la sequía estival con suelos poco ácidos, e incluso básicos sobre el mioceno rico en bases puede la encina (Quercus rotundifolia) y las especies características de su asociación disputar el espacio al rebollo.

Sin embargo si el rebollo es la especie climática es raro hoy encontrar verdaderos bosques. En amplios espacios ha desaparecido por completo y en otros se le encuentra únicamente degradado en forma arbustiva e incluso subarbustiva. De su antigua importancia es sin embargo significativa la toponimia: nombres de pueblos como La Robla, Robledo de Fenar, Robledo de la Valdocina, así como nombres de cerros como Roble en la Valdocina y Rebollo cerca de León.

Así pues la sequía estival se manifiesta con la aparición del bosque esclerófilo, propio de los países mediterráneos, dentro del cual la especie más característica es la encina (Quercus ilex). En las llanuras el predominio de este árbol es grande. En todos los sectores de ellas es posible encontrar los restos de un encinar. Porque si, efectivamente, el encinar es la vegetación clímax, es relativamente poco lo que ha quedado de los primitivos montes. Los encinares, hoy, no ocupan nada más que pequeños islotes. Además, su aspecto es muy distinto al que presentaban originariamente. En la mayor parte de los casos se trata de montes bárbaramente mutilados, de pies raquíticos y destartados, de simples talleres que ocupan muy imperfectamente el suelo entre un matorral subserial heterogéneo, que es índice del estado de

decadencia a que han llegado. Muchas veces han quedado reducidos a un humilde matorral de encina.

Se comprende semejante situación: en una región en la que, debido a la duración del invierno y a las heladas tardías, las montaneras tienen escaso valor, los montes se han utilizado principalmente para carboneo y leña, aparte de servir de pastizal para los ganados laneros.

A pesar de su extensión, los encinares no constituyen el único aspecto del paisaje vegetal. El rigor y duración de los inviernos deja sentir también su influencia en este dominio.

Sobre los páramos calcáreos de suelos más frescos se desarrolla con cierta profusión el quejigo (*Quercus lusitanica*), que con mucha frecuencia forma montes mixtos con la encina. Pero, además, la dureza del clima ha permitido que, a medida que se degradaban los encinares, otra especie más sobria y, sobre todo, mucho más resistente al frío, ocupase su lugar. La sabina albar (*Juniperus thurifera*) desde las parameras de la Cordillera Ibérica se ha extendido a los macizos calcáreos, habiendo sustituido por completo a la encina en formaciones claras.

Tampoco los factores edáficos están ausentes, y determinan otros dos tipos de vegetación. En el norte, sobre los páramos de raña, de suelos silíceos, aparece el roble tozo (*Quercus pyrenaica*). En montes degradados, y más frecuentemente en forma de matorral, tenemos rebollos y encinas, a los que se asocia el matorral de retamas de jaras, de *Calluna vulgaris* y de otras plantas arbustivas que ocupa grandes extensiones. Desde los páramos descienden por las cárcavas los chaparros de encina o de quejigo entre retamas. Aquí, y también en algunos sectores de las penillanuras del oeste, es donde se refugian los únicos restos de la vegetación atlántica. Por el contrario, en las campiñas del SE., sobre las arenas cuaternarias que recubren los sedimentos miocénicos, se ha instalado una importante masa de pinares que ocupa una gran superficie. Hay zonas donde el pinar ocupa bastante más de la mitad del territorio. Por eso, este sector de la región se conoce con el expresivo nombre de



Tierra de Pinares. Dos clases de pinos integran esta masa forestal; el pino piñonero o albar (**Pinus pinea**), que antes ocupaba principalmente la zona occidental, y el pino negral o resinero (**Pinus pinaster**), en la oriental.

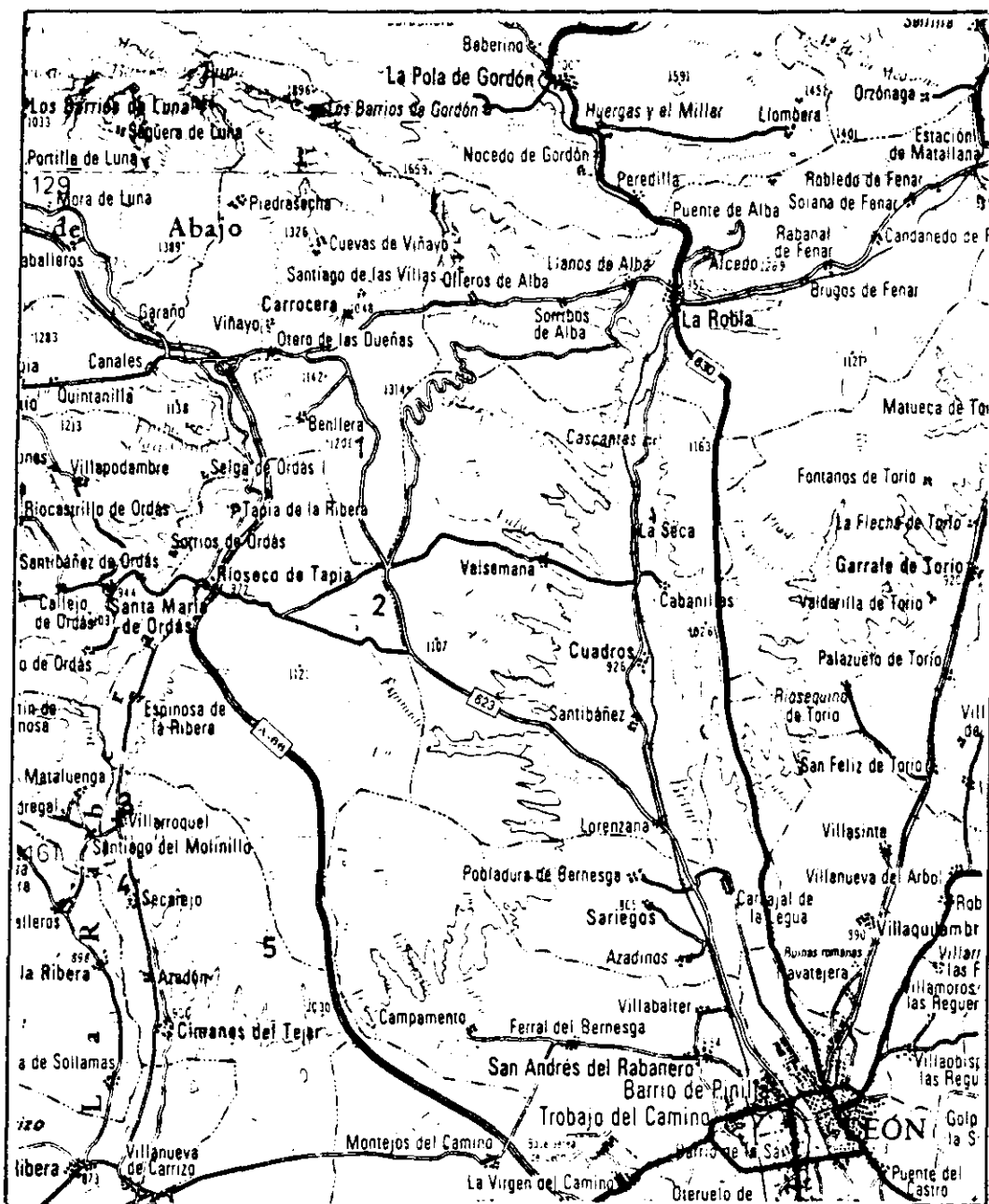
La vegetación natural que actualmente podemos ver en nuestra área de estudio es escasa debido al retroceso y degradación de los robledales que se debe principalmente a la acción destructora del hombre. Dos aspectos conviene tener en cuenta, por una parte tendríamos la tala o corta y por otra la roturación. La roturación para su puesta en cultivo permanente supone la desaparición completa o casi completa del robledal.

Hemos de tener en cuenta que en todo estudio de Geografía Física, este aspecto biogeográfico unido a otros como pueden ser el climático y edáfico, nos permite conocer, aunque sólo sea a modo de síntesis geográfica, el paisaje que le caracteriza hoy y comprobar además la vegetación de la misma.

#### **III.4.1.7      Localización y descripción de las áreas de estudio**

Las estaciones que hemos muestreado se encuentran situadas al W del río Bernesga, donde predominan las superficies llanas o suavemente onduladas de la raña de Camposagrado, según podemos comprobar en la Figura 3.15, y las amplias terrazas del Bernesga y del Orbigo. Sólo al Norte las altas colinas del Negrón, la escarpada vertiente del Luna y las lomas que descienden hacia el Bernesga representan un relieve más accidentado, por lo que el paisaje de este sector es masivo y compacto.

Las altas colinas y lomas del Negrón, que en conjunto dibujan una "ese" culminan a 1.328 m, y se mantienen en torno a los 1.300 m hasta las Lleras de Benllera disminuyendo a continuación de altura con rapidez hacia el Sur, donde enlaza con la raña de Camposagrado, Figura 3.16. Las vertientes Oeste y Norte de estas colinas son regularizadas, lisas y sin apenas digitaciones, en cambio hacia el Bernesga se desprenden de ellas una serie de lomas orientadas de Noroeste a Sudeste cuya



FUENTE: Mapa provincial, 1978. IGN - E: 1:200.000

Figura 3.15 Mapa de situación geográfica de las estaciones de León

- 1 El Espinal
- 2 Camposagrado
- 3 Villarroquel
- 4 Secarejo
- 5 La Velilla

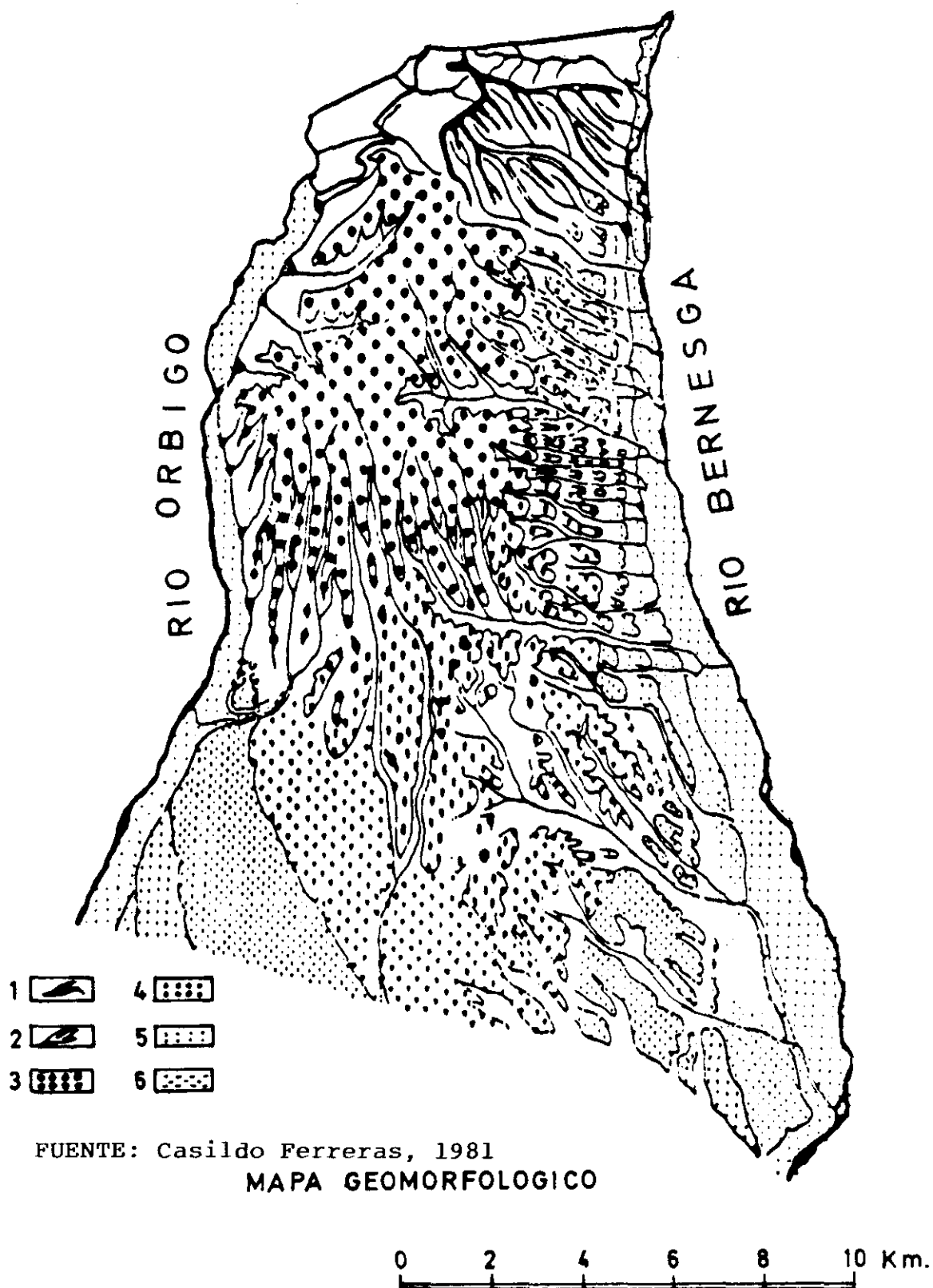


Figura 3.16 Rañas de León

### Leyenda del mapa geomorfológico de León

- 1 Lomas y colinas de más de 1.200 m de altitud
- 2 Lomas y colinas del borde norte de menos de 1.200 m de altitud
- 3 Rañas
- 4 Altiplanicies detríticas entre la raña y el nivel 4
- 5 Nivel 4 de terrazas y glacis
- 6 Nivel 3

altura disminuye gradualmente hasta quedar cortadas por el valle Norte-Sur de este río. La pedregosidad es en las cumbres redondeadas de lomas y colinas más abundante que en el mioceno visible en las vertientes, lo que induce a atribuirle a una cobertera cuarcítica, de tipo raña, pero como destacan netamente sobre la altiplanicie de Camposagrado, parece indudable que representan un nivel de erosión o colmatación distinto y netamente más elevado.

Las tres estaciones primeras de esta área, están situadas geográficamente, en la Hoja nº 129 La Robla, en el límite entre la Cordillera Cantábrica y la Meseta Septentrional o Depresión del Duero. Por lo tanto, se pueden diferenciar en ellas dos áreas, La Montaña y los altos páramos.

La primera constituye el borde Sur de la Cordillera Cantábrica, ocupa la franja septentrional de la Hoja, y alcanza alturas escarpadas en las calizas del Carbonífero inferior, con vértices como Torres (1.644 m), La Carva (1.628 m) y Peñas de Fontañón (1.632 m).

En la cuenca sedimentaria, la distinta consistencia de los materiales ha dado lugar a una actuación diferencial de la erosión. Así, al NE, allí donde se depositaron las calizas pontienses, se han originado amplios y profundos valles de fondo plano y vertientes escarpadas (riberas) entre los que aparecen rígidas mesas planas de elevada altitud (850-1.000 m), los páramos calcáreos.

En el NW, sin embargo, donde las arcillas miocénicas están recubiertas por un depósito de rañas, los ríos procedentes de la Cordillera Cantábrica han excavado en la zona profundos y anchos valles que dejan entre sí interfluvios planos con una altura media de 1.000 m, interrumpida por los valles (riberas) de los ríos Torio, Bernesga y Orbigo (resultante de la confluencia del Luna y Omaña). Esta área tiene un relieve más suave, modelado en terrenos del Terciario y Precámbrico, con laderas relativamente abruptas en los conglomerados terciarios del borde Norte, que se suavizan rápidamente hacia el Sur, y que han sido denominados páramos leoneses, de raña o detríticos.

La estación de El Espinal, está realizada a 42° 45' 20" de latitud Norte y 2° 02' 50" de longitud Oeste (meridiano de Madrid), en un corte artificial que se encuentra en la trinchera de la carretera de León a Caboalles, en el punto kilométrico 24,000, a una altitud de 1.182 m, siendo los arroyos más próximos los de La Mata y las Rubias. La muestra se tomó a un metro de profundidad.

#### **III.4.1.7.1      Complejo de abanicos silíceos**

Hemos de destacar que en esta área de estudio, se encuentra una formación constituida por un sistema de abanicos coalescentes, que son el final de la sedimentación terciaria.

Pueden distinguirse dentro de nuestro ámbito, tres abanicos: el que se sitúa en la margen izquierda del Bernesga, con sus zonas apicales al Sur de la línea que une La Robla y Brugos de Fenar, para el que se ha dado el nombre de abanico de Barrillos; el situado entre los ríos Bernesga y Luna, para el que se ha adoptado el nombre de Camposagrado; y el abanico de Villarodrigo de Ordás, con sus zonas apicales en el sector Centro-Occidental, siendo el único en el cual puede observarse, cómo estos sedimentos reposan directamente sobre el Paleozoico.

Dado que la constitución de estos abanicos es muy parecida, se describen como un conjunto, si bien se aludirá a las características diferenciales encontradas. La diferenciación cartográfica de estos abanicos sería sumamente difícil dada la similitud litológica. Por su discordancia basal con carácter muy erosivo, sus potencias son variables con máximos de 90 a 100 m <sup>(1)</sup>, en los sectores apicales o centrales de los abanicos.

La litología de estos abanicos es simple, ya que sólo se encuentra paraconglomerados, arenas y fangolitas de composición silíceas, que espacialmente y de Norte

---

<sup>(1)</sup> Opinión de F. Leyva et al. (1984). Probablemente sea éste el substrato de la raña, que también tiene características semejantes.

a Sur pueden zonarse de la siguiente forma: un sector que el abanico de Barrillos y Camposagrado lo limitaría al meridiano central de la Hoja, y en el abanico de Villarodrigo el río Luna, en el que sólo se observan paraconglomerados de trama muy abierta (matriz superior al 60%) con cantos de arenisca y cuarzo-cuarcita de hasta 1 m<sup>3</sup>, si bien los tamaños normales son de 20-30 cm de eje mayor.

La fracción rudítica está subredondeada a redondeada. En el abanico de Villarodrigo los cantos de pizarra y/o limonitas de bajo índice metamórfico, son más abundantes que en los otros dos abanicos.

En ningún caso se observa organización en estas ruditas.

En las zonas centrales de estos abanicos y de forma gradual, se observa una progresiva individualización en capas de paraconglomerados, con cantos de cuarcita-cuarzo, casi exclusivamente, con matriz cuya fracción arena es de tipo litarenita a sublitarenita, con pequeños feldespatos muy alterados, alternando con fangos pardo rojizos. El tamaño de los cantos es menos que en los sectores septentrionales con medias en 8 a 10 cm y centiles en 20 a 25 cm.

En algunas capas se observa cierto ordenamiento interno como granoclasificación positiva grosera. En estas zonas el predominio es aún de las ruditas.

Hacia los sectores meridionales se observa un progresivo ordenamiento en capas, con alternancia de paraconglomerados u ortoconglomerados con lutitas y/o fangolitas.

Los para y ortoconglomerados están constituidos casi exclusivamente de cantos de cuarzo-cuarcita, con pequeña proporción de pizarras y limonitas, son subredondeados a redondeados y de tamaños medios de 5 a 7 cm. La matriz es areno-arcillosa, con fracción arena tipo sublitarenita a subarcósica. La fracción arcillosa es prioritariamente, tanto en la matriz de conglomerados como en las capas,

de fangolitas y argilonitas, de tipo illita con proporciones menores de montmorillonita y caolinita. En este sector la fracción fina es superior a las ruditas.

En los sectores meridionales, los conglomerados muestran estructuras de estratificación cruzada en surco, mediana escala, intracicatrices, erosivas en algunas capas, y granoclasificación positiva y negativa.

Teniendo en cuenta su geometría y su litoestratigrafía, estos sedimentos constituyen un gran frente de abanicos aluviales coalescentes y enraizados directamente en el área paleozoica, aunque sólo en el caso de Villarrodrigo de Ordás se tenga constancia de ello. Durante su depósito, el área fuente y las formaciones inferiores, estarían sufriendo deformaciones epirogenéticas, lo que daría lugar a fuertes pendientes y abundancia de materiales erosionables. Ello explica el desarrollo de potentes facies de conglomerados transportados en masa por corriente de alta viscosidad "debris-flow", que hacia el Sur adquieren mayor fluidez con depósitos de tamiz y pequeños retoques de corriente efímeras y en los sectores meridionales alternan los sedimentos de "debris-flow" fluidos con otros donde se pueden reconocer estructuras de transporte en agua, típicas de un sistema "braided" con mediana densidad de canales.

Es precisamente con estos sedimentos con los que culminan dentro de este ámbito la sedimentación del Terciario.

Al Sur de las colinas del Negrón y del valle de Benllera, comienza una extensa planicie en la que se encuentra el santuario de Camposagrado, situado entre los ríos Bernesga y Luna.

La estación de Camposagrado, está realizada a 42° 42' 50" de latitud Norte y 2° 03' 00" de longitud Oeste de Madrid, en un corte natural del camino vecinal de Rioseco de Tapia a la carretera de León a la altura del kilómetro 5,500. La muestra se extrajo a unos dos metros de profundidad, entre los arroyos Espinadel y Valdeluengo. La altitud es de 1.142 m.



La estación de Villarroquel, se encuentra situada a 42° 40' 40" de latitud Norte y 2° 06' 00" de longitud Oeste, en un corte natural de una pista que parte de Rionegro, en la carretera de León a Caboalles en el kilómetro 107,000. Situada a una altitud de 1.060 m, los arroyos próximos al corte son el del Fresno y Valdaguas.

Las dos estaciones siguientes están comprendidas dentro de la Hoja nº 161 de León.

La muestra tomada en Secarejo, está situada a 42° 39' 50" de latitud Norte y 2° 05' 40" de longitud Oeste, en el Km 105,000 en un corte natural a unos 20 m del camino Rodera Tuerta. La muestra se tomó a un metro de profundidad, junto a la cota de 1.042 m.

Finalmente la estación correspondiente a La Velilla, está situada a 42° 35' 30" de latitud Norte y 2° 04' 20" de longitud Oeste, en un corte natural que se encuentra en el kilómetro 16,500 de la carretera de León a Villanueva. La muestra fue tomada a un metro de profundidad. Su cota es de 998 m.

Hemos podido comprobar que en la mayoría de las estaciones la matriz arcillosa es de color rojo vivo, con manchas esporádicas o bien repartidas de colores blanquecinos. También se puede apreciar cómo frecuentemente los cantos de cuarcita se tocan entre sí, apareciendo igualmente claros paleocanales que evidencian un accionamiento fluvial.

Los cantos de cuarcita se encuentran alterados, de interior rojo y márgenes blanquecinas, que a menudo interesan a todo el canto, mimetizando con sus colores también a la matriz.

En esta raña la altura es de 1.201 m en el extremo Noroeste, disminuyendo suavemente hacia el Sur y Sudeste manteniéndose por encima de los 1.100 m entre dos líneas que unieran Cuadros a Villarroquel, y El Ferrol a Cimanés del Tejar. Como en las otras rañas de esta área el perfil transversal es abombado y el drenaje

divergente, girando de Norte-Sur en el término de Cimanos del Tejar a casi Este-Oeste en el de Cuadros. La raña se resuelve en una serie de valles y lomas que forman su borde meridional (a 1.090 m). Más al Sur ocupando un triángulo con vértices en Cimanos del Tejar, El Ferrol y Chozas de Arriba, se desarrolla el amplio glacis Velilla-Montejos. Al Nordeste este glacis enlaza con la más alta de las rampas de la vertiente del Bernesga que entre Sariegos y El Ferrol se ensancha notablemente alcanzado el borde meridional de la raña. La superficie aplanada de este glacis aparece salpicada de cerros y lomas de los que los más altos (cerro de Montejos y Loma de Velilla) representan probablemente los restos más meridionales de la raña.

La raña que nosotros hemos llamado de La Robla-León, se puede resumir en el siguiente esquema:

- Superficie 60,4 km<sup>2</sup>
- Altitud del ápice 1.201 m
- Altitud mínima 1.040 m
- Longitud máxima 13.100 m
- Pendiente 1,2%
- Anchura máxima 10,8 km
- Espesor medio estimado 3,5 m
- Volumen 211.400 m<sup>3</sup>
- Silueta digitada, como en la mayoría de las rañas.

Esta raña se caracteriza porque su horizontalidad no es muy perfecta, ya que incluso en su sector septentrional apenas disecado puede presentar suaves ondulaciones y hacia el Sur al descomponerse en una serie de lomas; el paso de la cumbre plana a la vertiente no forma un ángulo tan neto.

La vertiente occidental presenta rasgos distintos al Norte y al Sur de la confluencia de los ríos Luna y Omaña. Sobre la ribera del Orbigo la raña forma un frente continuo y rectilíneo tajado tan sólo por estrechos valles por los que se abren paso arroyos cuyo tramo superior es de trazado Norte Sur. En cambio arroyos

perpendiculares al río Luna han abierto al Norte amplias escotaduras en el borde de la raña, por lo que el contorno de ésta es festoneado. El carácter fino del mioceno de facies roja en este sector puede explicar esta diferencia. Un rasgo común a ambos tramos diferencia este borde occidental del oriental: la ausencia de rellanos entre el borde de la raña y la ribera.

También se observa que mientras los depósitos de rañas, formados por conglomerados cuarcíticos mezclados con arcillas rojas y que constituyen depósitos poco coherentes, reposan en el sector oriental sobre las calizas de los páramos, como en Tarilonte; en cambio, en el sector occidental lo hacen directamente sobre un Mioceno de facies detrítica fina, como en Benllera, y en el borde de la montaña, sobre depósitos detríticos más groseros, en cuyo caso resulta difícil de diferenciar unos de otros.

La raña no llega en cambio en ningún punto al borde de la ribera del Bernesga. Una serie de rampas suavemente inclinadas se interponen entre ambas. Esta franja de rampas cuya anchura es de unos cuatro kilómetros entre Sariegos y Valsemana, está disecada por arroyos, que cambian la orientación Noroeste-Sudeste de su recorrido por la raña por la de casi Oeste-Este en su descenso hacia el Bernesga, en el borde de cuya ribera se depositan conos de deyección. Sus valles son de fondo plano y muy pedregosos y las vertientes moderadamente disimétricas. El número de rampas que puede reconocerse es normalmente cuatro y su inclinación hacia el Este se va acentuando hacia el Norte de modo que la diferencia entre las rampas y los taludes que las separan tiende a desaparecer. Hacia el Sur estas rampas enlazan con las terrazas del Bernesga.

#### **III.4.2 Segovia**

La provincia de Segovia se encuentra situada al sur de la Submeseta Septentrional, siendo la Sierra de Guadarrama el elemento natural que la separa de la Submeseta Meridional. Ubicada en el límite S de Castilla La Vieja, pertenece al

Sistema Central, dentro de la Macroregión Central, pero ha sido asignada, en el reparto de las autonomías, a la Comunidad Autónoma de Castilla-León.

El relieve de esta área podemos decir que se caracteriza por su elevada altitud media (964 m). Esta viene explicada porque, separándola de las provincias de Madrid y Guadalajara, el Sistema Central le sirve de límite meridional, destacando en este sector las sierras de Guadarrama y Somosierra.

Somosierra constituye el extremo montañoso oriental del conjunto orográfico que se ha dado en llamar Sistema Central o Cordillera Central Divisoria. En realidad esta denominación no corresponde nada más que a uno de los macizos, el más occidental, en cuyo límite se encuentran el puerto y la población del mismo nombre (Somosierra significa Alto de la Sierra). Pero desde el punto de vista geomorfológico los materiales de Somosierra son, en su comportamiento, en todo semejantes a los de las Sierras de Ayllón, Alto Rey y de La Bodega, denominaciones de tramos locales. Nosotros preferimos llamar a todo este bloque paleozoico Somosierra, s.l.

Constituida en su mayor parte por materiales sedimentarios y metamórficos antiguos (con un grado variable de metamorfismo que oscila desde los neises tipo "Olla de Sapo", en Hiedraencina, hasta los metasedimentarios del extremo Oeste) antehercinianos, de litología esquitosa y grauváquica dominante sobre las cuarcitas y areniscas silíceas, esta Sierra fue cubierta por las incursiones marinas cretácicas, y elevada durante la orogenia alpina. El terreno de edad neógeno se depositó en los bordes Norte y Sur, aunque a veces (como ocurre en las inmediaciones del embalse de El Vado) estos sedimentos desbordan su cuenca y montan sobre los terrenos antiguos de la Sierra, penetrando a lo largo de grandes golfos Norte-Sur, por los que hoy discurren las grandes arterias fluviales que drenan el macizo.

Desde el punto de vista geomorfológico la fuerte desnivelación actual de las cumbres (situadas a 2.262 m en su cúspide) respecto del techo de la sedimentación neógena, comporta más de 1.000 m y constituye una energía potencial que, unida a unas condiciones climáticas favorables, así como en relación con algún accidente

tectónico concreto, han permitido el despliegue de abundantes materiales de pie de monte, a los que llamamos rañas.

Al pie de la montaña se extiende una rampa o peana, de la que morfológicamente es continuación todo el restante conjunto provincial, que se resuelve finalmente, y tras un escalón, en un plano ondulado hacia el centro de la cubeta del Duero.

Dentro del ámbito provincial cabe distinguir cinco unidades estructurales en la topografía provincial: La Sierra, La Rampa, La Depresión longitudinal intermedia, la alineación de Santa María de Nieva-Fuentidueña, y las tierras erosionadas de los páramos.

La sierra en su contacto con la rampa, o a veces directamente con la depresión, es la zona que nos interesa, por ser donde se encuentran situadas las rañas que pertenecen a esta provincia, Figura 3.17, siendo al Este de la carretera Nacional-I donde se sitúa Somosierra y otras alineaciones, como las de Ayllón y Riaza, con las que prácticamente finalizan los territorios elevados del Sistema Central.

#### **III.4.2.1      Geología del entorno**

En la provincia de Segovia, Figura 3.18, aunque presenta abundantes rasgos comunes con la de León, no faltan elementos físicos diferenciadores, como sería la ausencia o escasez de afloramientos paleozoicos en la "penillanura" castellana frente a su predominio en la leonesa. Resultan así dos paisajes diferentes: el leonés, formado por una penillanura que arrasa en un mismo nivel al granito, gneis y pizarras y sobre los cuales destacan serrezuelas de cuarcitas; el castellano es diferente, pues se trata de una serie de plataformas formadas por arcillas, margas, yesos y calizas de tonos cárdenos, grises-amarillentos o blancuzcos.

La sierra está constituida por los materiales más antiguos del zócalo paleozoico (ígneos, metamórficos y precámbricos), tan sólo cubiertos por terrenos mesozoicos

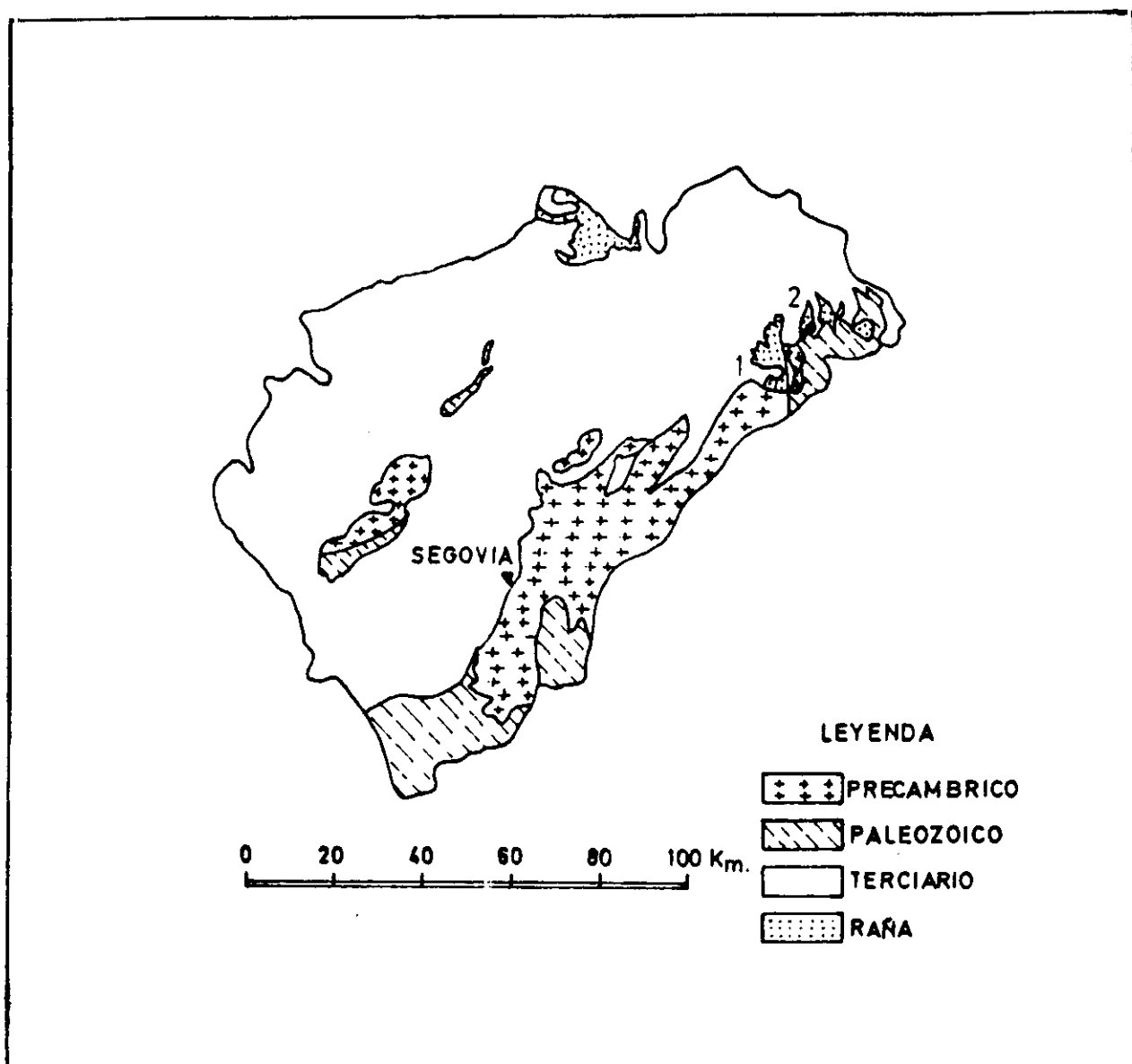


Figura 3.17 Mapa de localización de las rañas en la provincia de Segovia

- 1 Riaza
- 2 Los Llanos

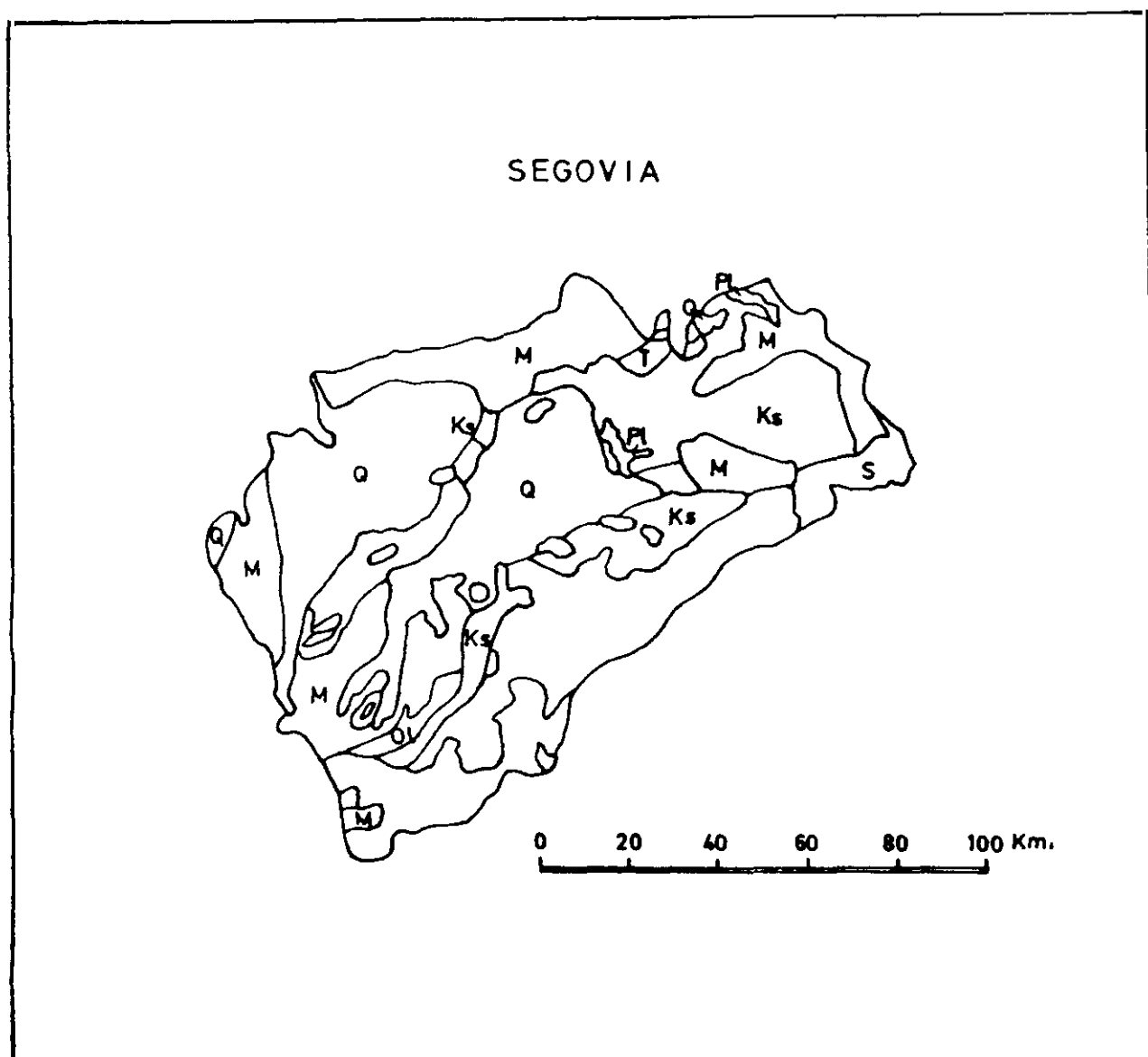


Figura 3.18 Mapa geológico provincial

### LEYENDA - GEOLOGICO DE SEGOVIA

<b>Q</b>	CUATERNARIO
<b>PL</b>	PLIOCENO
<b>OI</b>	OLIGOCENO
<b>Ks</b>	NEOCRETACEO
<b>T</b>	TRIASICO
<b>S</b>	SILURIANO



en el límite con Soria y Guadalajara, así como por materiales cretácicos constituidos en fosas tectónicas.

El Triásico se presenta tanto en discordancia con los materiales paleozoicos como en su facies del Keuper de margas abigarradas más o menos arcillosos.

La evolución geomorfológica se caracteriza porque empieza como macizo herciniano arrasado y reducido a penillanura al final de la era primaria. El plegamiento alpino lo convierte en una depresión que se va rellenando con los materiales arrancados por los ríos a las cordilleras periféricas. También aparecen terrenos terciarios, los cuales en las zonas más superiores están constituidos por materiales de arrastre, dando lugar a plataformas de cantos rodados y gravas revueltos con productos arcillosos de intensa coloración rojiza. El espesor de esta formación es escaso y desigual, no pasando de 6 a 8 m, y teniendo, por lo general y como se ha dicho, tan sólo de 2 a 4 m de potencia.

Bajo dichos materiales que han sido considerados pliocenos por algunos autores como Hernández Pacheco, F. (1932), descansa una formación arcillosa intensamente rojiza y muy frecuentemente atacada por cárcavas y barrancos allí donde da lugar a altos escarpes. Dicha formación, de potencia grande y no reconocida, se muestra sensiblemente horizontal y representa, a su modo de ver, a las zonas superiores del Mioceno castellano, formación que cargándose cada vez más de nódulos y concreciones calizas y de coloración más amarillento-rojiza, da lugar a zonas margosas primero y calizas después, las cuales ocupan el centro de la cuenca, que es donde alcanzan grandes potencias.

Hemos de mencionar también el trabajo de Ordoñez et al. (1976), en el cual hacen una contribución al conocimiento de la génesis y situación litoestratigráfica de los sedimentos posteriores a la colmatación de la Cuenca del Duero y anteriores al encajamiento de la red fluvial actual.

La zona de estudio se encuentra situada en el límite de las provincias de Segovia y Burgos, ladera Norte de la Sierra de Pradales, siendo la unidad geológica fundamental el Anticlinorio de Honrubia de la Cuesta. Esta estructura está formada por un núcleo de materiales metamorfizados, en cuyos flancos aparece un Mesozoico incompleto y mal datado. Discordante sobre estos materiales aparecen los del Terciario continental de la Cuenca del Duero, estudiados por García del Cura (1974 y 1975).

La morfología del depósito es la de una serie de "Abanicos aluviales coalescentes". La cabeza de estos abanicos se sitúa en la Sierra de Pradales, a unos 1.185 m de altura, y la base a unos 980 m de altura.

La parte apical de estos abanicos ha sido profundamente excavada, dando lugar a un nuevo depósito de pendiente mucho más suave y de características morfológicas diferentes.

La superficie (s.l.), sobre la que se encuentra el depósito, presenta características de superficie erosiva.

El depósito estudiado por los autores anteriormente mencionados, fosiliza un paleorrelieve en el que la mayor extensión está ocupada por los relieves fanglomeráticos encostrados del Terciario Continental, que aparecen aquí plegados con abobamiento de gran radio.

Dentro de éste se puede distinguir dos unidades:

- a) Una unidad inferior de lutitas samíticas de color rojo intenso con una potencia máxima de 12 m, sin estratificación.
- b) Unidad superior conglomerática, con matriz areno-arcillosa, con alguna recurrencia de lutitas samíticas. En esta unidad son típicos los paleocauces y las estructuras de "erosión y relleno".

### **Génesis de la Unidad Inferior.-**

Esta Unidad, por la morfología del depósito se puede suponer que se trata de una serie de abanicos aluviales. El medio de transporte pudiera ser "coladas de barro" o sea, "mud-flow".

Las corrientes "mud-flow" son un subtipo dentro de las corrientes de detritos (debris-flow) y se caracterizan por su elevada viscosidad y densidad.

Las condiciones climáticas y morfológicas de las zonas donde se han encontrado este tipo de depósitos son:

- Zonas con lluvias ocasionales y de gran intensidad.
- Pendientes escarpadas no colonizadas.
- Existencia en el área de origen de importantes acumulaciones de material limo-arcilloso.

### **Génesis de la Unidad superior.-**

Las estructuras encontradas en esta Unidad, así como el contacto erosivo con las facies infrayacentes, hace suponer a estos autores que se trata de un depósito producido por una red anastomosada ("braided"), con un transporte del tipo arrastre por agua ("water laid").

Surge el problema, de excavamiento de esta Unidad Superior en la cabeza de los abanicos para generar la superficie de colmatación S-3, difícil de abordar. De los muchos autores que han tocado el tema del "trenching" de los abanicos aluviales quizá merezca la pena exponer brevemente las ideas de Lustig (1965), según el cual existen tres procesos que pueden explicar los excavamientos en las cabezas de los

abánicos: 1° Tectónicos. 2° Variación en la energía de arrastre del medio transporte, y 3° Cambios climáticos.

Llegan finalmente a la conclusión de que la Unidad Superior correspondería a la "raña" y la Unidad Inferior sería asimilable a un proceso de acumulación que Molina (1974) sitúa después de un largo proceso de alteración en que da suelos rojos.

El depósito que da la superficie S-3 representa posiblemente la "Facies rañizo" citada por Hernández Pacheco (1945, 1965..) en diversos lugares del país y que podría equivaler a los "glacis anteriores al encajamiento de la red fluvial actual" citados por Molina.

En esta región se aprecia además otras características geográficas de gran interés, tales como la presencia de tres distintos niveles o antiguas superficies de erosión. Es precisamente en la tercera superficie, sólo conservada en las zonas cercanas a las sierras, y sobre todo en los campos que rodean por el Norte y Oeste a Riaza, la que está constituida por materiales pliocenos de arrastre, dando lugar a dilatados llanos poblados por restos de bosques de robles o por el matorral muy apretado, pero de escasa altura, de esta misma especie.

En esta llanura, que no es sino el nivel de las antiguas superficies aluviales del Plioceno, se ha encajado la red de riachuelos y arroyos que descienden de las sierras, de 40 a 60 m, poniendo al descubierto en las laderas de los barrancos tanto los terrenos terciarios como los metamórficos, que debido al descenso en falla, vienen a quedar en esta zona a los 1.200 m, o sea unos 300 m más bajas que las zonas del Este.

El límite entre los terrenos terciarios y metamórficos se efectúa mediante una discordancia muy marcada, tanto estratigráficamente como de erosión, superficie de contacto que no es sino la antigua penillanura Pre-cenomanense, aquí modificada durante casi todos los tiempos terciarios.

Dentro de los depósitos coluviales, considerados antiguos, por ser claramente pleistocenos, hay depósitos que tapizan las vertientes y se asocian topográficamente a los abanicos de piedemonte plio-pleistocenos. Presentan una ligera rubefacción, están bastante sueltos y, aunque se encuentran signos de un funcionamiento hasta períodos más recientes, presentan una notable continuidad topográfica con los abanicos a los que se asocian; tal es lo que ocurre en Somosierra, y más concretamente en nuestra área de estudio de Riaza.

Se ve, pues, que este territorio tiene un acentuado interés geológico, mostrándonos, por otra parte, lo reciente que han debido ser los movimientos isostáticos que han afectado esta comarca, haciendo que las plataformas descritas de erosión estén en la actualidad sometidas a una intensa acción erosiva remontante de las aguas corrientes.

Igualmente Santiago Cánovas (1986) en su estudio del cañón del río Riaza, que se extiende de E a W entre el embalse de Linares y el pueblo de Villaverde de Montejo, y que constituye el límite septentrional de la Sierra de Valdevacas, se refiere al Plioceno diciendo, que tanto en las memorias de los mapas geológicos de escala 1:50.000 de Fuentecésped, como en la síntesis de Aranda del Duero de escala 1:200.000, aparece como raña. Datada en ambos documentos de edad pliocena, está formada por arcillas con cantos cuarcíticos con derrubios de los materiales paleozoicos de las sierras de Somosierra y Riaza. De época pliocena nos encontramos con la formación de tipo raña, hecho que si atendemos a las teorías tectonicistas de Martín Escorza (1977) sobre su génesis, implicaría la existencia de movimientos durante el Plioceno, movimientos que afectarían el área de origen de los materiales de esta formación.

También hemos de tener en cuenta los barrancos, ya que son formas muy bien representadas en esta área, apareciendo en cualquier tipo de material. Se puede afirmar que la acción del hombre y especialmente en el núcleo de la sierra de Valdevacas sobre las arenas y areniscas albenses, donde la repoblación de pinos

resineros ha sido intensa, el proceso general de abarrancamiento que sufre el área se ha visto frenado.

Generalmente estos barrancos aparecen en todas aquellas áreas donde existe una cierta amplitud de relieve, la cual ha favorecido los procesos de arroyada concentrada.

Las cárcavas y los regueros aparecen en materiales blandos básicamente en arenas, arcillas y margas. Parece ser un fenómeno que se acentúa o aparece en las áreas donde la pendiente local lo permite. Estas están muy representadas en la formación arcillo-arenosa al Sureste del área de nuestro estudio, en las cercanías de las llanuras aluviales donde las pendientes locales son relativamente fuertes, permitiendo así la concentración del agua, así como las arenas y areniscas del Albense y siempre donde la pendiente lo permite, como es en las vertientes de los barrancos.

En torno a la vega del río Riaza y al pie de los barrancos que la bordean, aparecen numerosos conos de deyección, cuya génesis parece estar ligada a la formación de los barrancos, favorecidos por la energía del relieve. Asimismo la génesis de los conos se ve favorecida por el brusco cambio de pendiente, al entrar en contacto los barrancos con los terrenos aluviales, estos últimos con pendientes nulas o muy bajas. El material que compone estos conos, como consecuencia de que el material de la vertiente sobre la que se generaron los barrancos, es del mismo tipo fino.

El Cuaternario está constituido por los depósitos de terraza. Se trata de gravas cuarcíticas con matriz arenosa, que alternan con arcillas y arenas más o menos arcósicas.

Por otra parte, toda la red fluvial ha sufrido, como es natural, cambios acentuados en sus rasgos fisiográficos, apareciendo profundamente encajada en las antiguas plataformas o "penillanuras".

### **III.4.2.2      Hidrografía**

Toda la red hidrográfica de la provincia de Segovia pertenece a la Cuenca del Duero, aunque los tramos de cabecera de los ríos del extremo Este (afluentes del Aguijoso) pertenezcan administrativamente a la provincia de Guadalajara. El desnivel general hacia el NW obliga a un trazado subparalelo de los cauces fluviales que de E a W se organizan en torno a los afluentes del Duero: siendo uno de sus ríos el Riaza, que nace en la Sierra de Somosierra, en el Puerto de la Quesera; forma un valle hasta los alrededores de Riaza, atravesando, en un primer tramo, las localidades de Riaza, Gómez Narro, Cincovillas, Ribota, Saldaña de Ayllón y Languilla; posteriormente, cambia su curso en sentido noroeste para, con una clara orientación hacia el punto de su desembocadura, cerca de Roca, bordear el sector nororiental de la tierra de Sepúlveda, pasando por Aldealengua de Santa María y Maderuelo y formando el embalse de Linares de Arroyo, a partir del cual se constituyen las hoces características que se extienden hasta las inmediaciones de Montejo de la Vega de la Serrezuela. Desembocan en él, por la derecha, el Ayllón y Aguijoso, que a su vez recibe aguas del Vadillo; y por la izquierda, las de Riaguas (que se enriquece con las de los arroyos Carabias, Cartagena y Tejas), arroyos San Andrés, Arroyos y Chorzón. Su trayecto está incluido en la comarca de Sepúlveda, siendo la longitud de su cuenca de 177 km; Duratón, con el Serrano, Caslilla y San Juan; el Cega y el Pirón (que confluyen fuera del ámbito provincial); el Eresma, con el Moros y el Voltoya; y finalmente un corto tramo del Adaja. El río Moros y el alto Voltoya llevan una dirección longitudinal respecto a la sierra por imposición de la morfología de fosas y pilares tectónicos de este sector serrano.

### **III.4.2.3      Clima**

Como en los restantes sectores del Sistema Central el clima presenta en este borde oriental características de gran dureza.

Si es preciso calificar brevemente el clima de Segovia, el adjetivo adecuado es frío y extremado, pero esto sucede en Segovia capital, sin embargo, el clima

correspondiente a nuestra área de estudio queda comprendido dentro del clima Mediterráneo templado fresco, siendo este tipo climático el característico del piedemonte de toda la estructura de la sierra y correspondiente a los terrenos incluidos en el extremo oriental de Sepúlveda.

III.4.2.3.1 Condiciones climáticas

Los factores que condicionan el clima de esta área son su estructura y su situación.

El período básico de trabajo ha sido el constituido por los años 1913-30, para las temperaturas y el de los años 1956-91, para las precipitaciones, según podemos ver en el Cuadro 3.5.

CUADRO 3.5

Estación SAN ILDEFONSO (Segovia)	Meses												AÑO
	E	F	M	A	My	J	Jl	Ag	S	O	N	D	
Temperatura media °C	1,1	2,4	4,4	6,8	11,0	14,8	18,4	18,3	14,2	8,8	3,9	1,4	8,8
Precipitación mm	77	93	80	98	84	70	27	18	64	84	100	90	885

Igualmente en las Figuras 3.19 y 3.20, correspondientes a las isotermas e isoyetas anuales, podemos apreciar que la estación seleccionada, está comprendida entre las isotermas de 10° y 12°, y las isoyetas de 500 y 600 mm.

Al no existir estación alguna próxima a Riaza con los datos suficientes, hemos seleccionado para esta área la estación de LA GRANJA DE SAN ILDEFONSO, situada a 1.191 m al pie de Peñalara, para lo cual hemos realizado el diagrama ombrotérmico del observatorio elegido, Figura 3.21, ya que es la que caracterizaría el clima que nos interesa describir aunque sólo sea esquemáticamente. En él podemos ver que se da un aumento de la temperatura a partir de mayo, para volver a descender nuevamente



# SEGOVIA

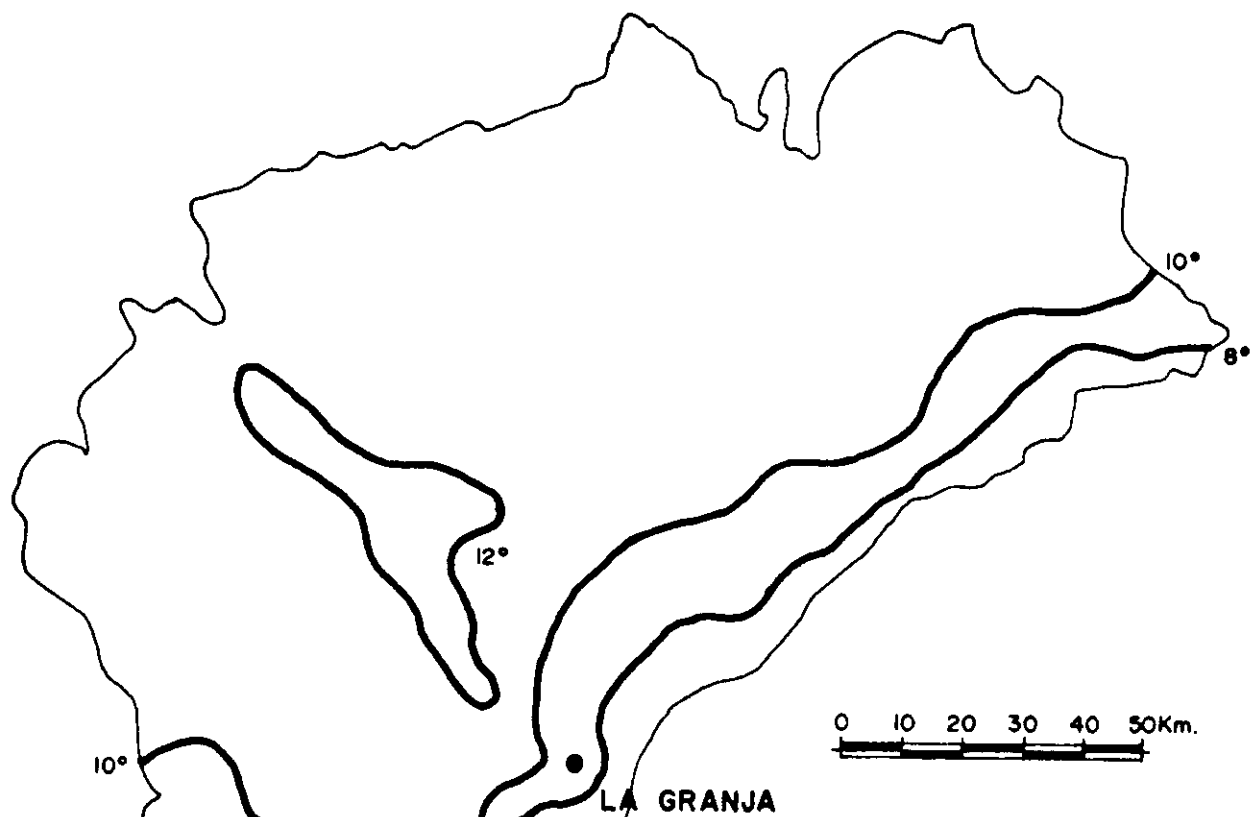


Figura 3.19 Isoterma anual

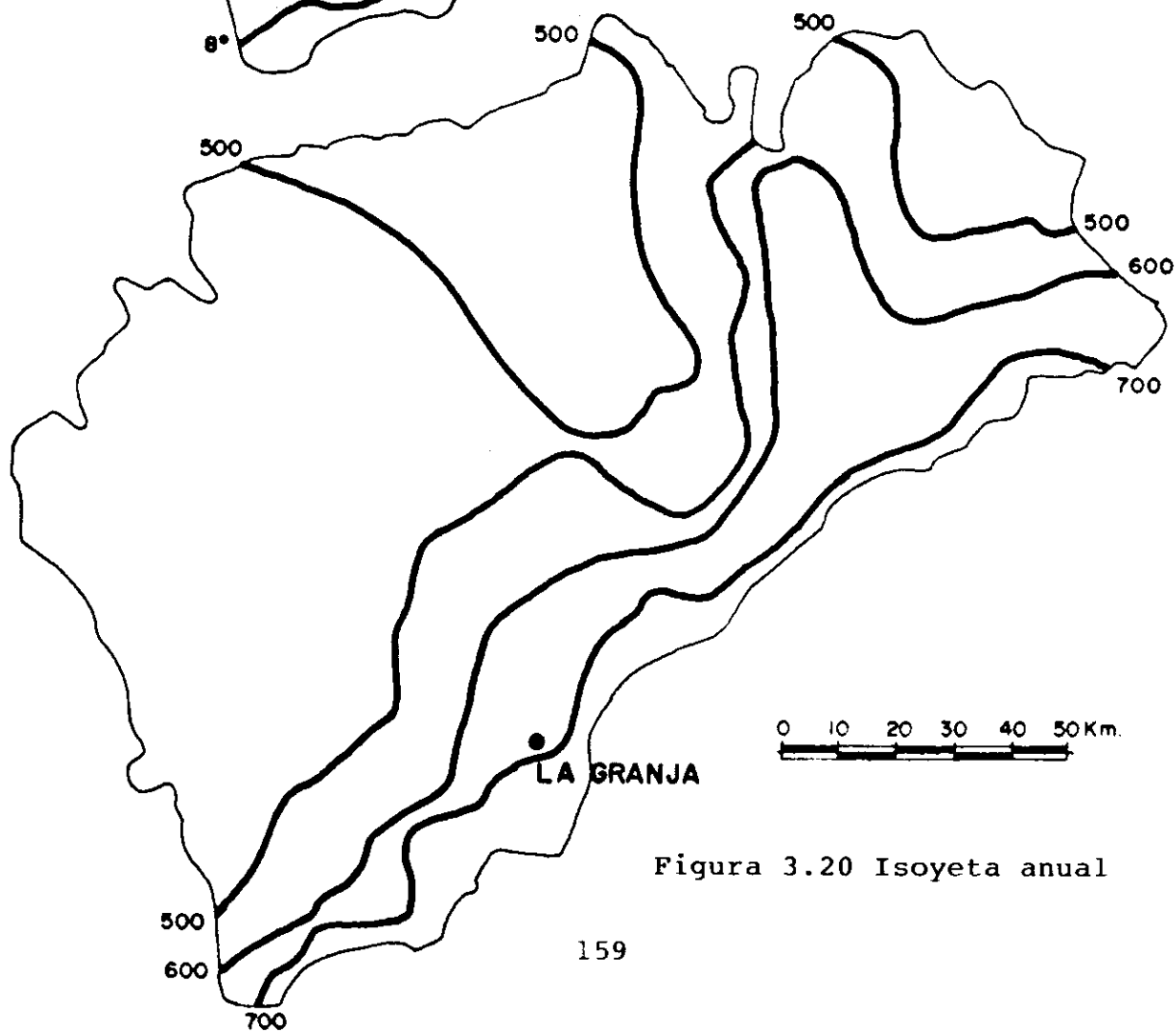


Figura 3.20 Isoyeta anual

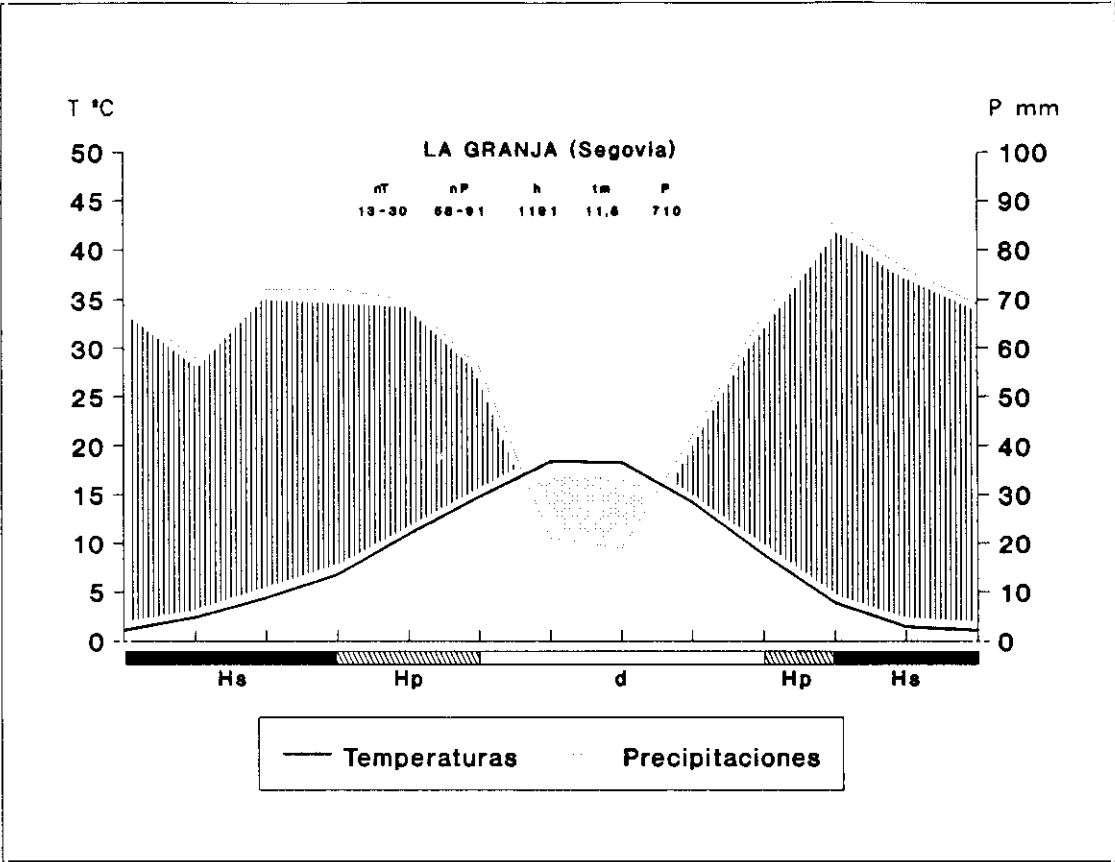


Figura 3.21 Diagrama ombrotérmico

en octubre. El balance de agua de esta estación se distinguiría por un máximo en noviembre y diciembre, y otro algo menor en marzo y abril, acusando un mínimo en los meses de julio y agosto.

El cálculo de todas las temperaturas se puede observar en el Cuadro 3.6 y Figura 3.22. En el cuadro vemos que la temperatura media del mes de enero es inferior a 4°C; la mínima media del mismo mes, está por debajo de -10°C; la mínima absoluta indica que el frío llega a alcanzar una intensidad verdaderamente grande, pues es inferior a -13°C.

CUADRO 3.6. REGIMEN DE TEMPERATURAS

(Período 1913-1930)

LA GRANJA (Segovia)	Meses											
	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC
TMxab	12,5	14,3	17,0	20,5	25,6	28,7	32,1	32,3	27,8	22,1	15,4	13,1
TMx	6,5	7,8	10,1	13,1	16,8	22,2	26,1	26,4	21,5	14,8	8,8	6,0
tmx	-4,3	-3,1	-1,3	0,3	4,1	7,3	10,0	9,8	6,8	2,5	-1,3	-3,5
tmxab	-11,7	-9,2	-7,8	-5,7	-1,7	1,2	4,3	3,7	0,6	-3,1	-7,8	-10,4
Media	3,9	4,9	6,6	9,4	13,6	18,1	22,1	21,7	18,1	12,6	6,7	4,0

- TMxab = Media de la temperatura máxima absoluta
- TMx = Media de la temperatura máxima
- tmx = Media de la temperatura mínima
- tmxab = Media de la temperatura mínima absoluta
- Media = Media de la máxima y mínima

FUENTE: Instituto Nacional de Meteorología  
Elaboración propia

Los inviernos de la región son de los más crudos de España, con temperaturas muy bajas en invierno y frescas en verano, si se exceptúan las zonas de montaña. Además son inviernos de gran duración. Durante seis meses la temperatura media es inferior a los 10°C, de los cuales en tres meses por lo menos baja 5°C. Desde primeros de noviembre, y a veces desde la primera quincena de octubre, el frío se mantiene hasta finales de abril, prologándose algunos años hasta bien entrado mayo,

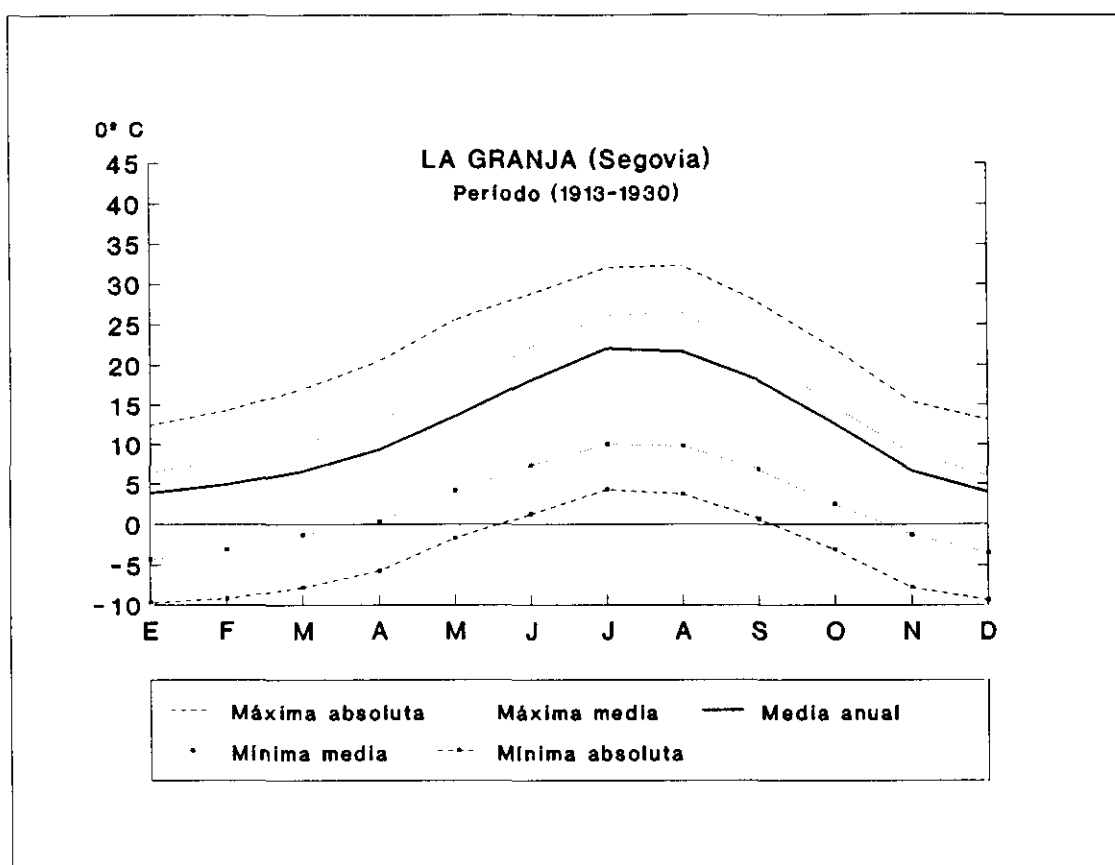


Figura 3.22 Diagrama de temperaturas

siendo la temperatura media anual de 11,8°C. La duración media del período frío sería de nueve meses en realidad, y la oscilación térmica es de 18,2°C.

Las heladas tempranas de octubre e incluso en septiembre y las tardías de mayo y junio son muy frecuentes. Sin embargo, no hay que pensar que durante estos seis meses se produzca un período continuado de frío. Exceptuando los meses del centro del invierno - los que tienen una temperatura media inferior a los 5°C - en los restantes meses se presentan lapsos de tiempo soleado y de elevada temperatura; pero son episodios fugaces, que alternan con tipos de tiempo francamente fríos, producidos por los fenómenos de descarga polar (circulación anticiclónica oceánica) y con las borrascas atlánticas, que en esta época no logran hacer desaparecer la sensación de invierno. Unicamente en mayo la temperatura experimenta un aumento sensible, pues de 9,4°C del mes de abril, pasa a 13,6°C, pero sin embargo, aún en este mes, es frecuente que, con un tiempo soleado y un cielo de una nitidez perfecta, la masa de aire sea en conjunto fría, y las temperaturas, a pesar del valor de la insolación, tan sólo moderadas. Son días representativos de una humilde primavera, tan fugaz como espléndida, y algo análogo ocurre con el otoño. Después de las lluvias de finales de septiembre, la temperatura desciende bruscamente, y pueden aparecer incluso las primeras heladas, que pueden darse a partir de ahora hasta finales del mes de abril e incluso mayo. Un período efímero de un sol tenue y templado, turbado por un tiempo borrascoso, enlaza con las bajas temperaturas de noviembre, que instauran un invierno de larga duración. Por eso, las estaciones intermedias apenas existen.

#### **III.4.2.3.2 Veranos cortos y relativamente frescos**

No soporta esta área los rigurosos veranos de las otras zonas del interior de España, pues las temperaturas medias de los meses de julio y de agosto se mantienen en torno a los 22°C. En junio y septiembre, el paso de las últimas y primeras borrascas del ciclo anual y las correspondientes irrupciones de aire polar, dan lugar a unas temperaturas bastante más moderadas de 18°C. Se trata, pues, de veranos no muy calurosos y cortos.

Semejante tipo de verano se explica en gran parte por la altitud donde se encuentra situada nuestra área, que, además de moderar el rigor de la temperatura, *da lugar, sobre todo, a una fuerte irradiación nocturna, que se traduce en oscilaciones diurnas del orden de 17 a 20°C.* Este acusado descenso de la temperatura por la noche no sólo atenúa sus valores, sino que también hace más soportables los veranos.

La curva de la Figura 3.23, se caracteriza porque presenta un máximo en noviembre y dos secundarios en marzo y abril, acusando un mínimo en los meses de julio y agosto.

Por lo tanto el sector de esta área segoviana queda dentro del dominio de clima mediterráneo, y en la clasificación de Köppen, estaría definido por las siglas Csb<sub>3</sub>.

Desde el punto de vista de ecología de cultivos el clima de la Granja de San Ildefonso, tiene las siguientes características: invierno "Trigo-avena" (Tv), un tipo de verano "Trigo menos cálido" (t), y un régimen de humedad "Mediterráneo húmedo" (ME), siendo por ello el tipo de clima Mediterráneo templado fresco (Pa, ME).

#### **III.4.2.4      Vegetación**

La vegetación segoviana tiene estrecha relación con todos los elementos comentados hasta aquí, especialmente con las regiones climáticas, así como el substrato litológico. Hemos de distinguir la vegetación espontánea que crecería de no existir huellas de la ocupación humana (vegetación potencial), de aquella que puede observarse en la actualidad (vegetación real), con las transformaciones de reciente introducción.

La vegetación potencial posee las mismas áreas de repartición que los grandes conjuntos climáticos: en las sierras dominan especies hidrófilas, mientras que en las

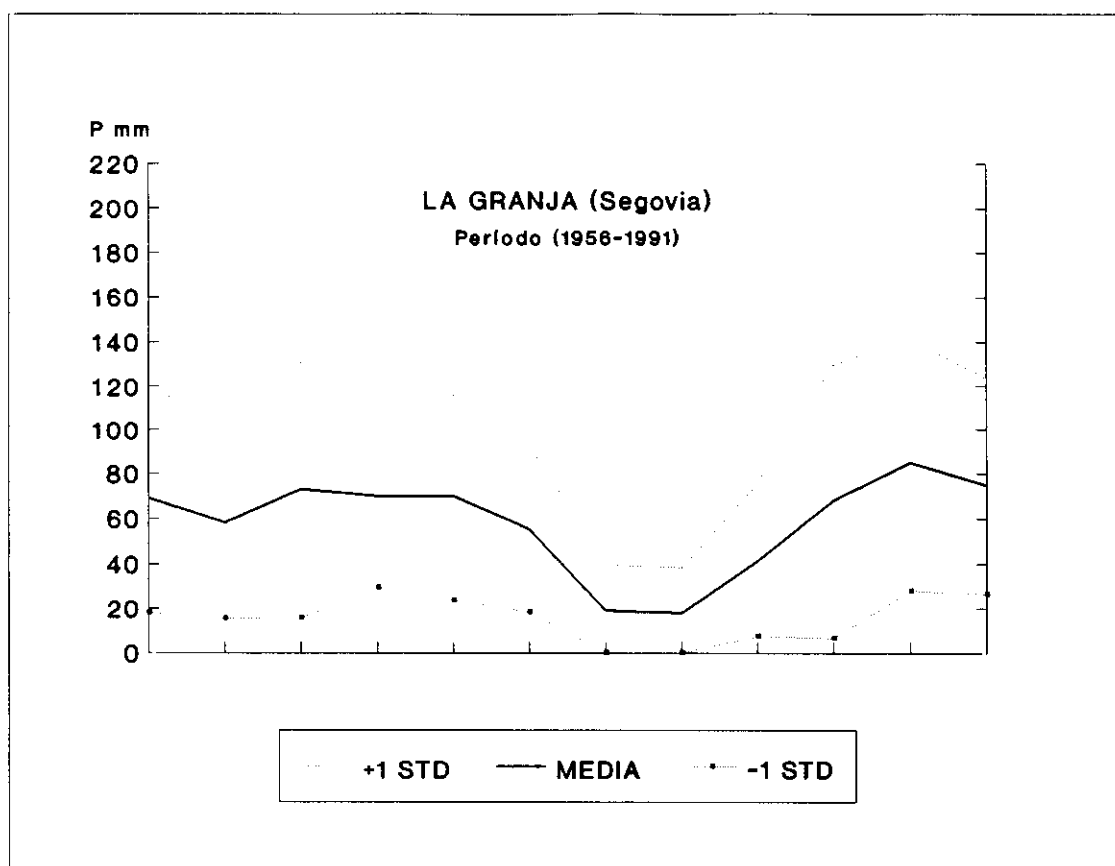


Figura 3.23 Diagrama de precipitaciones

rampas comienzan las especies de transición a preludiar la sequedad de las plantas de los lugares bajos.

Es de destacar en la vegetación de montaña los céspedes alpinos de las más altas cumbres; el piso forestal montano, representado por la asociación enebro rastrero (Juniperus nana) (llamado comúnmente "jabino") y pino silvestre o rojo (Pinus sylvestris) (sylvestris) (de Valsaín). En el sotobosque dominan los arbustos retamoides, especialmente el piorno (Cytisus purgans), muy propio de las rocas graníticas y similares. Se han mantenido desde épocas más frías (Cuaternario) que la actual unos ejemplares relictos de haya y de roble verdadero (Carballo) en el ascenso desde Ríaza al puerto de la Quesera. Su degradación deja al descubierto extensas laderas cubiertas de brezal (Calluna, Erica), especies que denotan la humedad, así como el substrato pizarroso-cuarcítico.

Por debajo, y hasta los 1.200 m aproximadamente, podemos encontrar rebollares, porque el rebollo (Quercus pyrenaica) denota ya la transición hacia lo mediterráneo. Es propio de un suelo ácido y clima subhúmedo. Con frecuencia acompañan a estos bosques las sabinas albares (Juniperus thurifera), árboles de enorme capacidad de aguante en condiciones adversas. Más abajo encontramos los quejigos (Quercus lusitanica), un roble pariente ya muy próximo a la encina, pero marcescente como el rebollo, que dará paso a los encinares de las llanuras bajas.

Por lo que respecta a la vegetación natural, definen una vegetación típica de la gran formación Durilignosa (bosques y bosquetes esclerófilos siempre verdes - perennifolios- más o menos presididos por la "encina" -Q. ilex-) clase Quertecea ilicis, orden Quercetalia ilicis, subalianza Quercion valentinae como resultado de la asociación de Quercus ilex rotundifolia, con Quercus lusitanica (Quercus faginea, valentina, etc.) ya planta semicaducifolia. Junto a éstas aparecen Ononis aragonensis, Viola willkommi, Genista patens, Colutea arborescens. Es frecuente Acer monspessulanum y granatense.



La encina (Quercus rotundifolia) continental de hoja ancha, y todos sus acompañantes, enebros oxicedros (Juniperus oxycedrus), alcornoques (Quercus suber), madroños (Arbutus unedo), jaras (Cistus ladanifer) y espliego (Lavándula stoechas) (sobre todo cuando el bosque ha sido degradado) en los suelos silíceos, o bien la coscaja, tomillo y romero.

Sin embargo, la vegetación forestal actual se aleja de sus características óptimas (climax). Junto al Pico del Nevero (Puerto de Navafría) se ha repoblado con éxito el pino negro. También se han extendido las manchas de pino silvestre, especialmente en los niveles bajos de la sierra.

Por degradación de esta climax se presenta el clásico "monte bajo" o "maquis", y por mayor degradación, los "tomillares" y las falsas "estepas".

#### **III.4.2.5      Localización y descripción de las áreas de estudio**

Las rañas de esta área de la provincia de Segovia, se sitúa en las proximidades de la localidad de Riaza (1.187 m), en las estribaciones (ladera Norte) del Macizo de Somosierra, a lo largo de los grandes colectores fluviales que drenan la Sierra. Son éstos los valles de los ríos Riaza y sus afluentes al Norte; tramo medio del Lozoya, Jarama, Sorbe y Bornova, al Sur. Esta superficie pliocuaternaria se localiza al noroeste del anticlinal constituido por pizarras, grauvakas y cuarcitas del Ordovícico y pizarras arcillosas del Silúrico, y al norte de los gneises y granitos (IGME, Segovia, 1980).

##### **III.4.2.5.1      Rañas al norte de Somosierra**

Comenzaremos por decir que se pueden establecer dos tipos diferentes. En primer lugar, las del conjunto Riaza, Riofrío de Riaza y estación de invierno de La Pinilla, nacidas a gran altitud y de planta palmeada, formando extensas llanadas de piedemonte. Las segundas, más reducidas, están disecadas, aisladas y se sitúan en torno a Alquité, Madriguera y El Negrodo. De las primeras mencionadas, es preciso

anotar las siguientes características: se manifiestan como dos abanicos independientes, teniendo sus cabeceras a diferentes altitudes.

#### III.4.2.5.1.1 Raña de Riaza

Esta estaría separada de la raña de la Pinilla por el Arroyo de San Benito. Su culminación, en la Dehesa de Riofrío, roza los 1.280 metros y desciende, tras un trayecto a vuelo de pájaro de 15 kilómetros, hasta la altitud de 1.020 metros. Es de destacar la planta digitada, acompañada de nuevo por una red centrífuga incompleta, que denota un abanico diferente, más bajo y más abierto.

En las estaciones realizadas durante las salidas efectuadas a la zona de Riaza Figura 3.24, pudimos observar al N de la Sierra de La Buitrera y en las zonas por donde pasa el ferrocarril de Madrid a Burgos, que aparecen terrenos terciarios, los cuales en las zonas más superiores están constituidos por materiales de arrastre, dando lugar a plataformas de cantos rodados y gravas revueltas con productos arcillosos de intensa coloración rojiza, semejante en todo a las que se han denominado rañas en los territorios de Sierra Morena y Montes de Toledo. El espesor de esta formación es escaso y desigual, teniendo, por lo general tan sólo de 2 a 4 m de potencia.

Las estaciones de Riaza, están ubicadas geográficamente, en la Hoja nº 432, a 41° 16' 85" de latitud Norte y 0° 12' 12" de longitud Este. Las muestras fueron tomadas a la entrada de la desviación que, desde la carretera N-110, de Soria a Plasencia, a la altura del kilómetro 91, conduce al depósito de butano y al transformador eléctrico. El afloramiento es artificial, y deja visible una potencia de más de 3 m. Se estima en unos 5 m la potencia real del sedimento.

Puede decirse que esta raña ofrece el siguiente perfil: horizonte superficial de unos 20 centímetros descolorados, compuesto casi exclusivamente de arenas. Algunas veces aparecen cantos de cuarcita diseminados, fragmentos subangulosos, con pátina o corteza rojinegruzca. Por debajo existe un horizonte rojizo, fuertemente

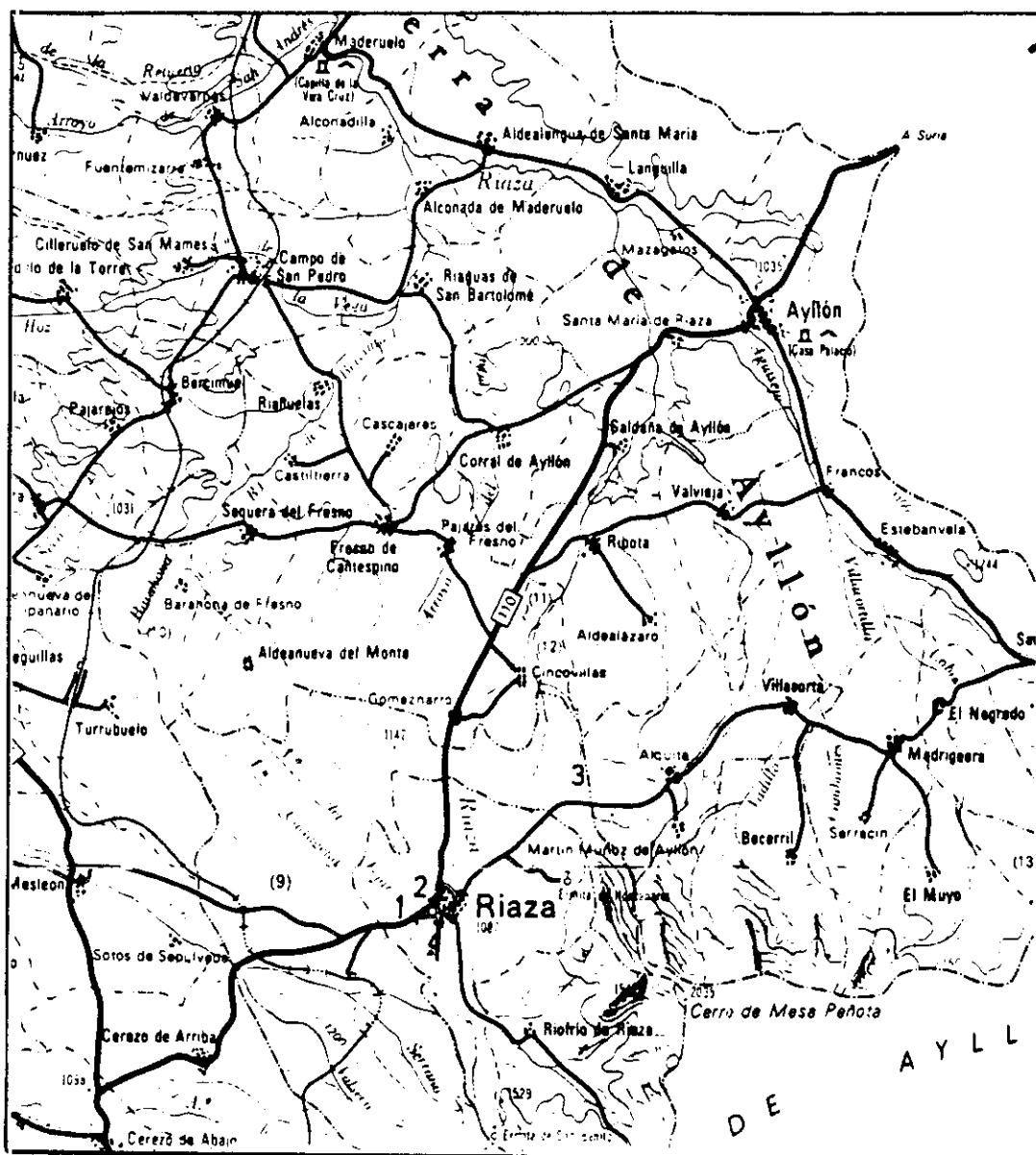


Figura 3.24 Mapa de situación geográfica de las estaciones de Segovia

- 1-2 Riaza
- 3 Los Llanos

arcilloso, como corresponde a la eluviación superior. Aparecen cantos de cuarcita y arenas englobadas en la matriz mencionada. La base del sedimento, estratificado, y caótico, en el que no se tocan los cantos entre sí, está constituida por un conglomerado de cantos de cuarcita y pizarra, a veces profundamente alterada, con moteado rojo-verdoso. Se trata seguramente de la coexistencia de áreas de reducción (verdosas) junto a otras de oxidación (rojizas). La presencia en profundidad de cantos de pizarra diferencia claramente las capas superiores (la raña propiamente dicha) del substrato mioplioceno.

El espesor medio de la raña de Riaza no es superior a los tres metros. Además, conforme nos alejamos de la sierra, la raña, de composición homogénea, se apoya sobre litologías arcillosas, con intercalaciones de canturreal. Frente a la continuidad de la raña, son frecuentes los cambios laterales del substrato, lo que sugiere procesos genéticos diferenciados.

Este abanico de Riaza tiene su cabecera a la salida del río homónimo, pero se expande como prolongación del anfiteatro del Collado de la Quesera. Aquí sí que ha podido existir un accionamiento torrencial, a partir de una cuenca de recepción determinada (de 23 kilómetros cuadrados aproximadamente de extensión, de los que se estiman un 20% de superficie de la cuenca ocupada por las cuarcitas - es de tener en cuenta que las medidas de superficie se refieren a la proyección horizontal de la misma y no al área real-).

Topográficamente corresponde a una vasta planicie ligeramente inclinada hacia el centro de la cuenca, a lo largo del río Riaza, entre los arroyos del Prado de Robles y Arroyo del Tejar.

El substrato sobre el que se asienta la superficie, es en las zonas más extremas y próximas a la sierra el zócalo paleozoico, y los sedimentos de Mioceno (arcillas, conglomerados y areniscas) en la parte central. Los materiales que la constituyen provienen en mayor medida de las pizarras paleozoicas, que de los gneises y granitos, debido a que las direcciones estructurales en el basamento siguen

una orientación NNW-SSE, lo que facilita el aporte de estos materiales, Forteza Bonnin, et al., (1992).

Esta área de las estaciones realizadas está constituida por arcillas, limos y arenas fuertemente rojizas, típica facies de borde, junto con los conglomerados, que aquí no aparecen, del Mioceno de la cuenca duriense.

De arriba a abajo pueden distinguirse los siguientes tramos dentro de la raña:

- gravilla de cuarcita negruzca o rojo negruzca.
- bloques y cantos cuarcíticos y cuarzosos de coloración rojo oscura.
- cantos subangulosos de cuarcita y cuarzo, con manchas rojas y blancas que interesan tanto a la matriz arcillosa como a los cantos. Estos cantos presentan un reborde blanquecino al partirlos con el martillo, por lo que se trata de lo que en otras ocasiones Sanz Donaire (1980) ha denominado como "cantos pálidos".
- Existe también una fuerte proporción de pizarras, redondeadas o subredondeadas, que por lo general han sufrido un fuerte proceso de terrificación.

También hemos tomado muestras del material infrayacente para comparar unas con otras.

La raña que hemos denominado de Riaza, se puede resumir en el siguiente esquema:

- Superficie 81,13 km<sup>2</sup>
- Altitud del ápice 1.201 m
- Altitud mínima 1.020 m
- Longitud máxima 14.400 m

- Pendiente 1,3%
- Anchura máxima 12,8 km
- Espesor medio estimado 3 m
- Volumen 162.260.000 m<sup>3</sup>

#### III.4.2.5.1.2 Raña de la Pinilla

Tiene su ápice a 1.500 m y nace en el punto en que el Arroyo Serrano se aproxima más al río Cerezuelo. La divergencia entre estos dos cauces que originariamente tendían a confluir es precisamente efecto del enorme cono de derrubios. Su máximo desarrollo longitudinal lo alcanza en Las Matas de Bacigano, junto a Sotos de Sepúlveda, donde se encuentra a 1.140 m. Desciende, pues, 360 m en 10 km, a razón de 3,6%. Su perfil es fuertemente cóncavo. Está profundamente incidido por una red de arroyos divergentes, lo que pone de manifiesto que se trata de un cono, con el máximo de altitud en el radio "central".

Contrariamente a lo que se ha sugerido para otros lugares donde se ha estudiado la raña, aquí prácticamente no existe un anfiteatro o una cuenca de recepción capaz de generar tan vasto cono. En una primera aproximación podemos calcular la superficie conservada del abanico en 17,3 km<sup>2</sup>. Si estimamos de promedio 3 m de profundidad del sedimento, obtenemos un cubicaje de 5,19 hectómetros cúbicos. Su máxima anchura es de 4 km y presenta máxima extensión hacia el Noroeste.

Los restantes afloramientos rastreados en el Norte de la Sierra son dispersos, salvo aquéllos, del Morro de la Ermita de Hontanares. A su pie, y desde los 1.240 m, se expande un piedemonte detrítico hacia la población de Cincovillas, que es donde hemos realizado la segunda zona de muestreo dentro de Riaza, a la altura del km 5,000 de la carretera local de Riaza a Villacorta, en la zona llamada Los Llanos, a 41° 18' 30" de latitud Norte y 0° 14' 90" de longitud Este. El corte tiene una profundidad de 2 m, y se caracteriza por su aspecto amarillento incluso en los cantos "pálidos"

que predominan. Aquí tampoco existe receptáculo torrencial que haya podido evacuar los sedimentos.

El pequeño retazo de Alquité se instala a la salida del río Vadillo, que nace en el Hoyo, a 1.900 m. Igualmente existen restos menores, entre Madriguera y El Negredo, que están aislados en forma de mesa, Fernández Caballero, D. y Sanz Donaire, J.J. (1985).

Estas dos rañas estudiadas están separadas por el río Riaza, así como por la Carretera N-110, según podemos ver en la Figura 3.25.

Como dice Martín Escorza (1977), las rañas se consideran pliocenas, y aunque han sido afectadas por la erosión (es decir, principalmente la Cuaternaria) puede decirse, por su forma y disposición general, que su amplitud y longitud máximas actuales son aproximadamente las mismas que alcanzaron desde su origen. La erosión, eso sí, ha penetrado y modelado estas masas, haciendo desaparecer parte de su volumen, pero en general, aún es posible reconocer su forma y disposición original.

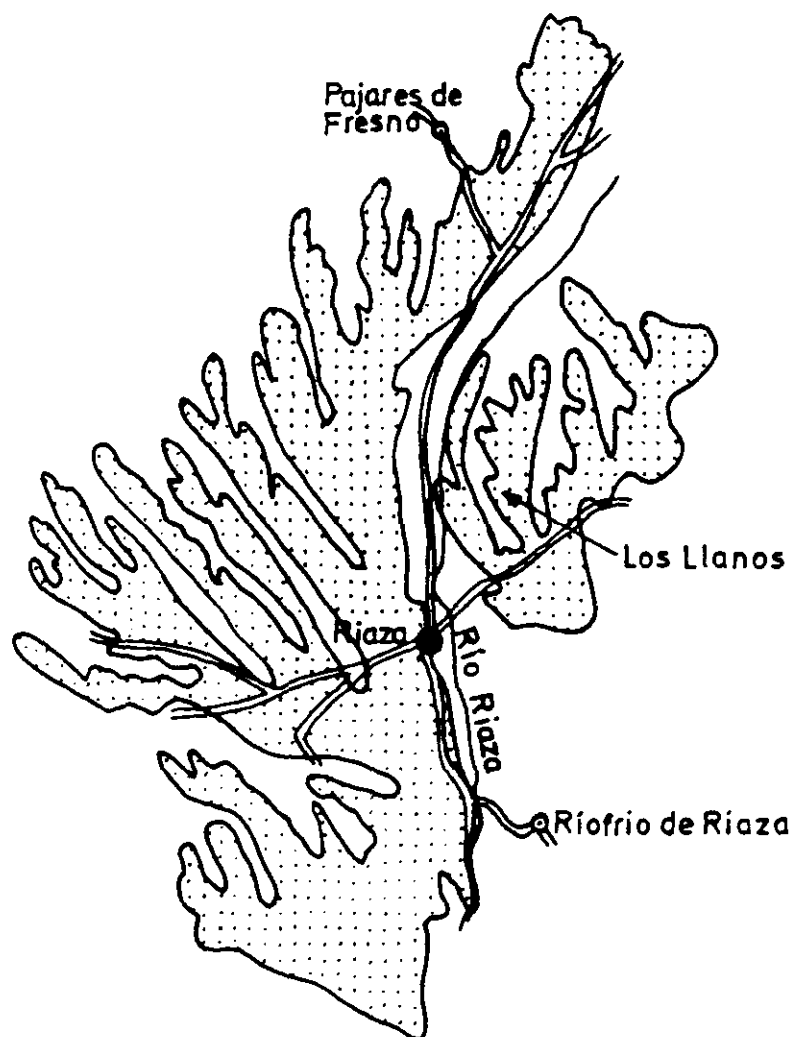
En la raña de Riaza-Berrueto<sup>(2)</sup>, parece clara la estrecha relación que puede guardar con las fracturas Norte-Sur, y es precisamente con esta dirección en la que se encuentran varias alineaciones que penetran y fraccionan al Sistema Central, encontrándose que sólo algunas están en conexión con depósitos tipo raña. Todas estas fracturas tienen que ver con estructuras y fenómenos plutónicos y tectónicos de edad Hercínica y posthercínica, y por tanto su enlace con la raña la consideramos como consecuencia de una sensible removilización de dichas fracturas durante el Plioceno.

De los estudios realizados por Espejo (1985), Gallardo et al. (1987), García et al. (1989), etc., se deduce el gran interés que tienen los perfiles de raña, para el

---

<sup>(2)</sup> (Al Sur del Sistema Central)

## SEGOVIA



0 1 2 3 4 5 Km.

Figura 3.25 Rañas de Riaza (Segovia)



conocimiento de la dinámica terrestre<sup>(3)</sup>. Por tratarse de suelos muy antiguos y que han sufrido varios procesos en su génesis, son sistemas frágiles por lo que se debe tener un mayor conocimiento sobre ellos, para adoptar las medidas tendientes a su conservación.

Los autores Forteza, A. et al. (1993) dicen que se trata de suelos poligenéticos formados por arrasamiento y colmatación de la antigua superficie en la que se depositaron los antiguos materiales ya edafizados, procedentes de la sierra, que han sufrido una estabilización, con formación de horizontes argílicos, por lavado intenso favorecido por la acidez del medio y los movimientos de agua dentro de los perfiles.

### **III.5 MESETA SUR**

Las cuatro áreas que nos faltan por comentar se encuentran ubicadas en la Meseta Sur o Meridional, en su conjunto, presentan una altitud media elevada y una clara tendencia a las superficies planas, como corresponde al carácter meseteño de las mismas. Sin embargo, la existencia de contrafuertes montañosos, tanto en el interior como en los bordes, y de cuencas interiores en las que se ha encajado la red fluvial, producen una diversidad topográfica, que unida a otros factores, litológicos, estructurales y de modelado, producen un relieve complejo.

#### **III.5.1 Altiplanicies, páramos y llanuras**

Estos relieves son los que caracterizan las grandes extensiones del territorio que estamos analizando y que se ubican en torno a una altitud media de 600-700 m. La Meseta Sur, de planta más o menos triangular, está situada sobre el zócalo rígido de la Meseta. Comprende dos grandes zonas: la depresión del Tajo y La Mancha. Existen diferencias notables con la Meseta Norte. La unidad que constituye el Duero

---

<sup>(3)</sup> Así en el original.

en la Meseta superior no existe en la Meseta inferior, pues dos cuencas, las del Tajo y Guadiana, recogen sus aguas y las vierten en el mar a distancias considerables.

La topografía que comprende esta área, sería la de una "penillanura" herciniana, basculada con el conjunto de la Meseta hacia el oeste, que sufrió después la presión de la orogenia alpina, ocurrida hace unos 80 M.a. durante el Cretácico superior, y que produjo su deformación y una serie de fracturas, rejuvenecimiento unas veces de las posthercinianas, nuevas y de dirección contraria otras. Como consecuencia resultó la edificación de un nuevo relieve, de horsts y cubetas, que rellenó la sedimentación terciaria, y sobre el cual actuaron otros ciclos de erosión que han modelado la "penillanura" tal y como aparece a nuestra vista.

La mitad occidental de la Submeseta, se caracterizaría porque en ella domina el roquedo paleozoico, y la mitad oriental, por el dominio de los sedimentos del Mioceno continental.

Mientras que la Meseta Norte o Septentrional, ha sido definida como la cuenca de un sólo río, la del Sur se reparte entre las del Tajo y Guadiana. Pero el comportamiento de estos dos ríos y el resultado de su actividad en el modelado del relieve es muy diferente. Dentro de la zona oriental de sedimentación miocénica, el Tajo, cuya cuenca media es una fosa tectónica hundida entre el Sistema Central y el de los Montes de Toledo, ha procedido, como el Duero, al desmantelamiento y disección de los depósitos terciarios, en los que ha cavado su valle. El más caudaloso y más largo de los ríos peninsulares, es sin duda el Tajo; corre en dirección Este-Oeste y avena la mitad norte de la Meseta Sur. Su cuenca encuadrada entre la Cordillera Central al Norte y los Montes de Toledo al Sur, se alimenta de las lluvias y nieves de los Montes Ibéricos y el Sistema Central, del que recibe por la derecha sus mayores afluentes.

El Guadiana es el más singular y anómalo de los ríos hispanos. A diferencia de los demás, no nace entre montañas o serranías sino en la extensa y plana llanura de La Mancha. Por el contrario, es un río de cauce poco profundo, de lento andar y perezosa actividad. Es el más meridional de los ríos meseteños y el menos caudaloso

de las cinco grandes arterias fluviales peninsulares. Su cuenca, está comprendida entre los Montes de Toledo y Sierra Morena. Las dificultades encontradas para perforar el macizo antiguo, que el Tajo encontró despejado por el hundimiento que dio origen a la formación de su valle, unido a su menor actividad erosiva, como consecuencia de su menor caudal, explican la diferencia de conducta existente entre los dos grandes ríos de la Meseta Meridional.

Tres son las particularidades que concurren a formar el Guadiana: El Alto Guadiana que procede de las lagunas de Ruidera, situadas a 830 m de altitud, en la altiplanicie de Montiel; dos ríos de curso pantanoso y divagante, el Záncara y el Cigüela, que confluyen en las proximidades de Villarta de San Juan, a 626 m de altitud y los - en otros tiempos - potentes manantiales de los Ojos del Guadiana, a 608 m, comprendiendo una cuenca de 55.261 km<sup>2</sup>. Tiene este río tramos palustres, tramos muy encajados y otros de gran amplitud, de valle plano, consiguiendo en su último sector características casi normales. Desde su confluencia con el Chanza forma frontera con Portugal, avanzando encajado hasta unos 10 km del mar, donde comienza el estuario que termina entre Ayamonte, en la margen española y Villarreal de San Antonio en la portuguesa.

Las cuencas anteriormente citadas tienen forma elongadas propias de cuencas que han crecido condicionadas por una estructura en grandes fallas; también hemos de destacar que ambas cuencas están situadas dentro de una extensa área sedimentaria.

La incisión fluvial cuaternaria en la cuenca del Guadiana ha sido mucho menos pronunciada que en la cuenca del Tajo (Pérez González, A. 1982). Este hecho ha sido debido a que el río Guadiana en la llanura manchega, drena un área subsidente respecto a sus marcos montañosos de los Montes de Toledo y Campo de Montiel; además se producen pérdidas de caudal por infiltración en las calizas subyacentes al lecho del cauce. Por estas razones, la diversidad de los paisajes de raña es necesariamente menor.

En consecuencia, puede inferirse que, en los paisajes de raña de la meseta sur, la diversidad geomorfológica generada por la incisión fluvial cuaternaria debe descender, por término medio, de norte a sur (Alba, S. et al. 1993).

A estos puntos expuestos cabe añadir que es relativamente difícil de comprobar que los "marcos montañosos" de los Montes de Toledo y Campo de Montiel se hayan elevado algo más que suavemente. La supuesta subsidencia del valle alto del Guadiana, en la llanura manchega, puede demostrarse hasta cierto punto por medio de los amplios espacios en los que -aunque con notable dificultad y cierta inseguridad- se ha descrito el Plioceno. Este argumento tampoco es definitivo pues podría argüirse que la falta de incisión cuaternaria es la responsable de que en la llanura manchega se hayan respetado los depósitos de edad pliocena.

Nosotros pensamos preferentemente en que los "marcos montañosos" del Alto Guadina y afluentes son casi inexistentes, por lo que a falta de una alimentación nival o nivo-pluvial, es difícil - cuando no imposible - que la red del Guadiana se haya encajado.

### **III.5.2 Guadalajara**

La provincia de Guadalajara está situada en el centro de la España peninsular, al suroeste del Sistema Ibérico y noroeste de la Submeseta Meridional.

La topografía de la provincia de Guadalajara, se halla condicionada por los dos grandes sistemas montañosos que la enmarcan: Central e Ibérico; pudiéndose distinguir tres realidades geográficas: La Sierra, Los Páramos y La Campiña. El Pico de Grado (1.420 m) marca el confín de las tres provincias de Soria, Guadalajara y Segovia, haciendo inflexión al Suroeste por la Sierra de Ayllón (Majaelrayo 2.058 m) desde la que parten hacia el Sureste la Sierra de Alto Rey (1.852 m) y hacia el Sur la Sierra del Ocejón (2.048 m) y Sierra Gorda (1.420 m). En la provincia de Guadalajara Figura 3.26, hay citadas rañas por diversos autores en Bustares, Robledo

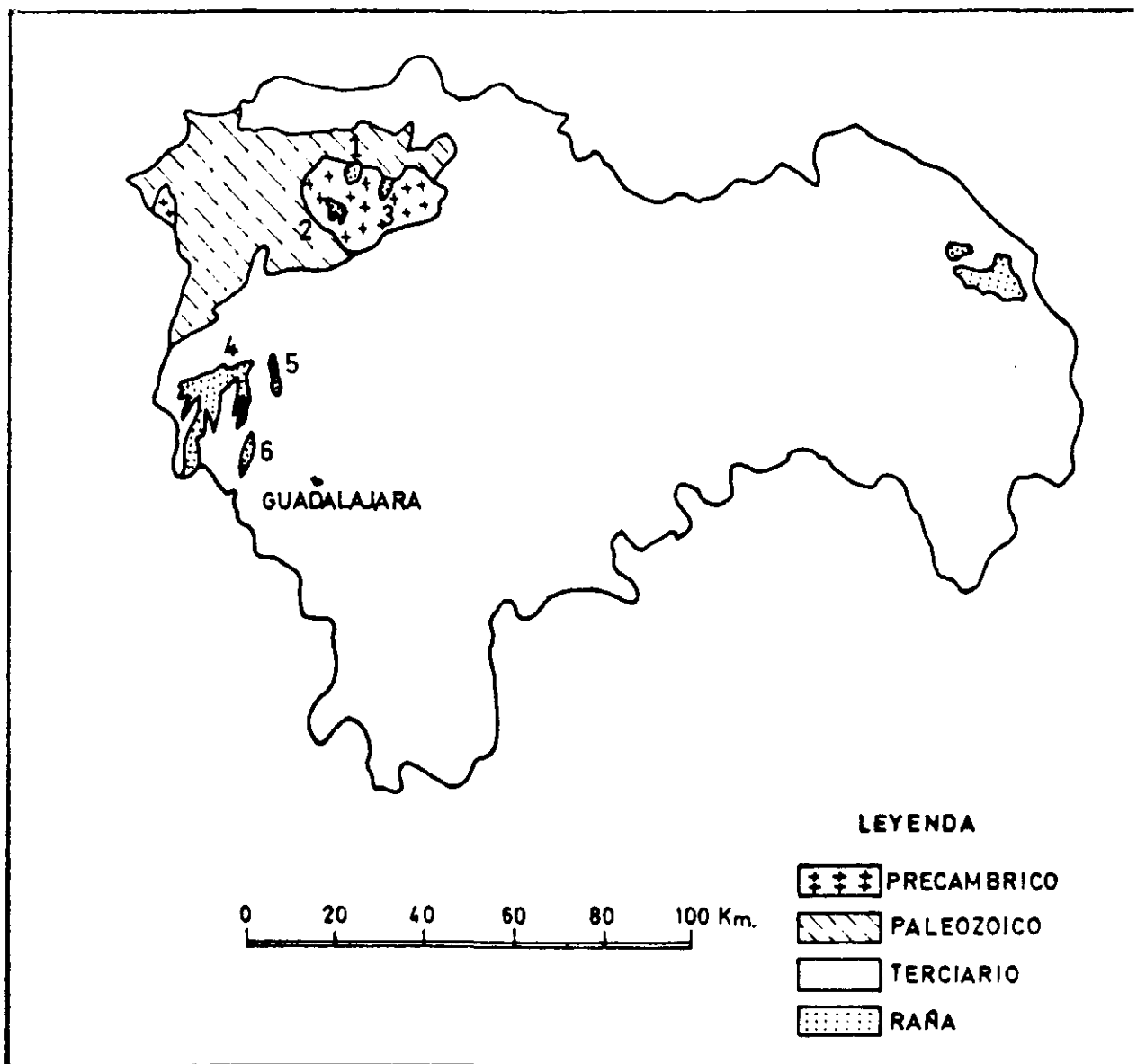


Figura 3.26 Mapa de localización de las rañas en la provincia de Guadalajara

- 1 Bustares
- 2 Mesa del Pino
- 3 Hiendelaencina
- 4 Matarrubia
- 5 Robledillo de Mohedano
- 6 Usanos

de Corpes, Hiendelaencina, La Mierla, Matarrubia, Mesones, El Casar de Talamanca, etc.

### **III.5.2.1      Geología del entorno**

Desde el punto de vista geológico, la provincia de Guadalajara puede dividirse en cuatro grandes sectores según podemos ver en la Figura 3.27, en la que se esquematiza la geología, basándonos en los mapas geológicos de la zona. Aparecen las siguientes formaciones:

- a) El Paleozoico ocupa aproximadamente la décima parte de la superficie provincial, localizándose fundamentalmente en el noroeste. Se engloba en el reborde oriental del Sistema Central, donde en los terrenos secundarios, han sido exhumados grandes bloques primarios compuestos de pizarras, esquistos arcillosos y cuarcitas. Su estructura germánica, con sus bloques desnivelados, formas tectónicas, etc., representa un conjunto paisajístico adusto y áspero.
- b) El Secundario o Mesozoico, muy alterado por la orogenia alpina, abarca una segunda zona que corre por el Norte, Este y Sudeste, y que cubre las 5/10 partes de la extensión provincial. Forma parte del Sistema Ibérico, donde las calizas, areniscas y conglomerados triásicos y cretáceos dan una topografía movida con importantes relieves que emergen del nivel general de arrasamiento de la paramera. La estructura jurásica de la sierras presenta largos ejes anticlinales e irregulares sinclinales, poco erosionados.
- c) El Terciario, horizontal o subhorizontal, viene representado por las 3/10 partes, aproximadamente, de la superficie provincial, de la que cubre su centro y suroeste. Ha ocupado mayor extensión según denotan sus dispersos restos que fosilizan amplias zonas del secundario. Está formado, en sus pisos inferiores, por sedimentos detríticos del Oligoceno y Mioceno, coronando la serie las calizas pontienses. El Plioceno, no muy bien definido, está representado por una serie detrítica de cantos sin cementar que aparecen en formación

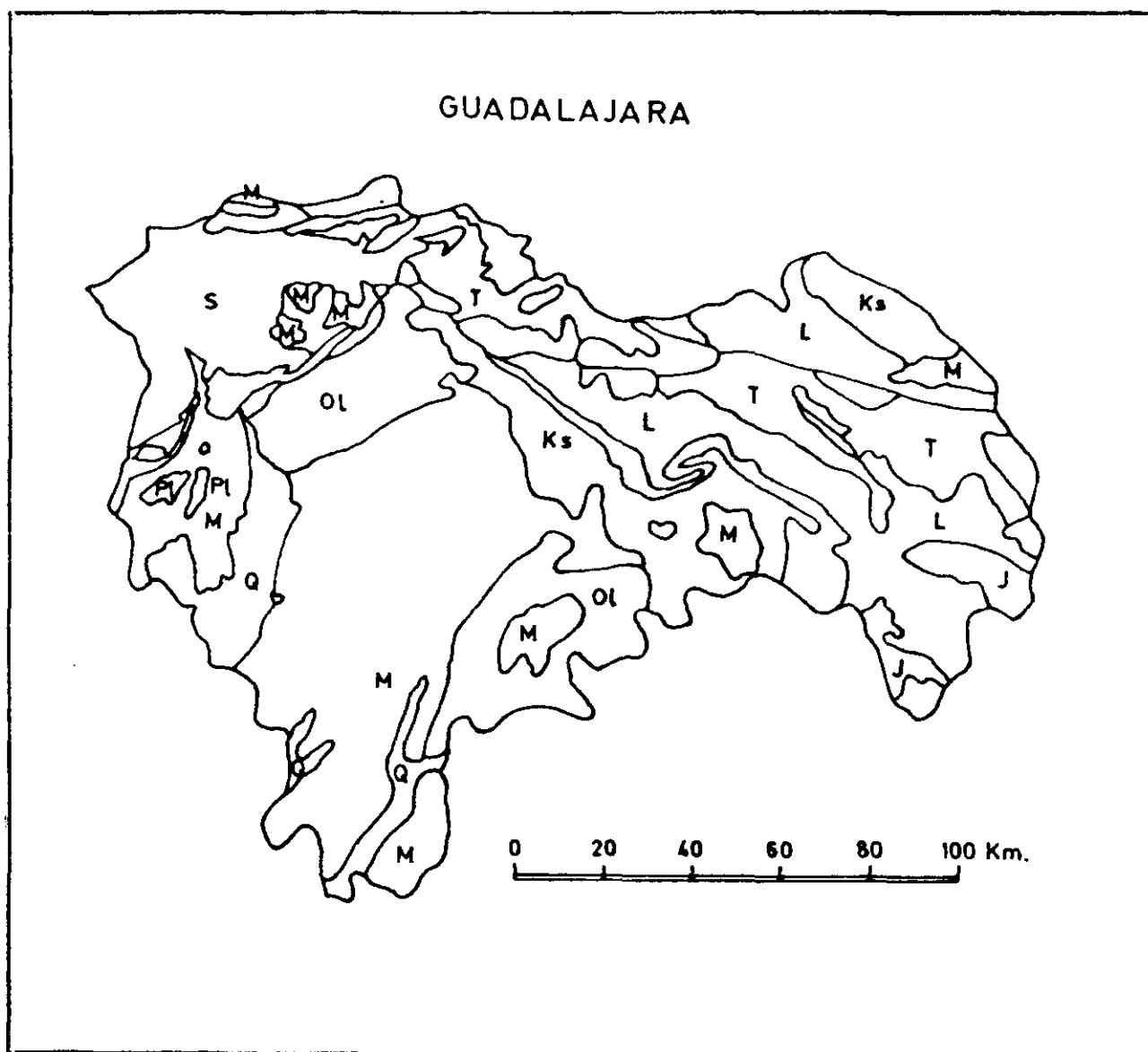


Figura 3.27 Mapa geológico provincial

## LEYENDA - GEOLOGICO DE GUADALAJARA

<b>Q</b>	CUATERNARIO
<b>PL</b>	PLIOCENO
<b>M</b>	MIOCENO
<b>OI</b>	OLIGOCENO
<b>Ks</b>	NEOCRETACEO
<b>J</b>	JURASICO
<b>L</b>	LIASICO
<b>T</b>	TRIASICO
<b>S</b>	SILURIANO



típica de rañas y rañizos. La estructura tabular del terciario, una de las más modélicas, da lugar a los clásicos páramos alcarreños, tajados profundamente por la red fluvial.

- d) Finalmente, el Cuaternario, representado por las terrazas del fondo de los valles, puede llegar a alcanzar en su conjunto el valor del último décimo de la superficie que completa el total geológico de la provincia. Sus materiales son los clásicos aluviones y coluviones que crean, como formas morfológicas fundamentales, glacis de acumulación y terrazas escalonadas.

Los autores que han trabajado sobre esta zona, parecen estar de acuerdo en la existencia de una superficie arrasada desde antiguo y que coincide con el zócalo. Este bloque rígido, está constituido por materiales muy antiguos, de edad precámbrica y paleozoica que fueron plegados y arrasados sucesivamente. No obstante, el plegamiento herciniano fue el que más afectó a este sector meseteño y los materiales parece ser que sufrieron un profundo proceso de metamorfismo, provocando así la recristalización de gran parte de los materiales de neis y pizarras cuarcíticas. De esta forma, parece que surge la formación de "Olló de sapo" de Hiendelaencina, con neis que presentan evidentes señales de gran metamorfismo, idéntica a la serie de Galicia. Por encima de estas formaciones se encuentra una serie esquistosa coronada a su vez por la cuarcita armoricana, de la que se desprenderá el material que habrá de formar la raña.

#### **III.5.2.2      Hidrografía**

Los cauces fluviales de esta área pertenecen a la cuenca hidrográfica del río Tago, a través del río Henares, que tiene su origen en la Sierra Ministra, en el límite de Guadalajara con Soria. Este río es el más importante respecto a la extensión de su cuenca, y junto a su afluente el Gallo ocupa la zona oriental. El resto de la provincia está recorrida por las cuencas de los ríos Jarama, Henares y Tajuña, que avenan las aguas de la zona occidental de norte a sur. En general, tienen un régimen de tipo pluvio-nival mediterráneo, aunque los ríos ubicados hacia el Sistema Central (Sorbe

y Jarama) acuden en las cabeceras un régimen nivo-pluvial. Por la derecha del Henares, afluyen el Cañamares, el Bornova y el Sorbe con caudales que han recogido en las sierras de Pela y Ayllón, donde se unen el Sistema Central y la cordillera Ibérica. A su derecha se escalonan las amplias terrazas que son el resultado de importantes procesos morfogenéticos cuaternarios.

El río Cañamares discurre por la zona Este a través de los términos de La Miñosa, Robledo de Corpes, La Bodega, Pálmaces de Jadraque y Pinilla de Jadraque.

En el centro, el río Bornova baña los términos de Gascueña de Bornova, Villares de Jadraque, Hiendelaencina, Zarzuela de Jadraque, Alcorlo y San Andrés de Congosto. Recibe las aguas del río Cristobal y los arroyos de Diógenes y de la Casa.

En el límite Oeste el río Sorbe con cauce estrecho y profundo entre los terrenos silurianos y cretáceos, ensanchando después por el término de Beleña, para ir a desembocar en el Henares, bordea los términos de La Huerce, Semillas y Tamajón.

Los valles en esta área son sumamente largos y estrechos, excavados a 200 ó 300 m de profundidad en los relieves que los encuadran.

### III.5.2.3 Clima

El clima depende, en primer lugar, de su posición latitudinal que la incluye en el dominio de los climas mediterráneos con los que comparte la estacionalidad de las temperaturas, inviernos fríos y veranos cálidos, la sequía estival y la irregularidad de las precipitaciones anuales. Sin embargo, sus características geográficas, especialmente la orientación del relieve y su situación en el interior de la Península, le confiere unos rasgos climáticos específicos.

Por su altitud, es una zona de transición entre las zonas templada y la subtropical por lo que participa de las características de ambas. Así, durante el

invierno el clima es muy similar al de la vecina Europa con períodos de lluvia relacionados con las borrascas atlánticas y el Frente Polar que las acompaña, alternando con otros períodos secos y fríos asociados a una circulación de tipo meridiano, norte-sur, que canaliza hasta nuestras latitudes el viento frío y seco de las altas latitudes polares. En verano por el contrario, el clima presenta los rasgos típicos del continente africano, ya que el anticiclón de las Azores se desplaza hacia el norte y es la causa de la prolongada sequía estival y de las olas de calor provocadas por la llegada de masas cálidas del norte de África. Primavera y otoño son dos estaciones de transición por lo que en ellas se dan indistintamente situaciones típicas de invierno o verano. Las heladas tardías de abril o mayo, reflejan claramente la persistencia de situaciones invernales hasta bien entrada la primavera; el otoño es asimismo una prolongación del verano.

La situación en el interior de la Península, su elevada altitud media y las cadenas montañosas que la bordean al norte, este y sur, reducen la influencia del Atlántico y Mediterráneo. El resultado es un fuerte contraste térmico estacional, con inviernos bastante fríos y veranos muy cálidos y unos totales pluviométricos bajos debido a que los flujos perturbados llegan muy debilitados por su recorrido continental antes de alcanzar nuestra zona.

Al estudiar el clima de una región, como es la nuestra, es fundamental definir los principales tipos de tiempo que actúan en ella, ya que serán éstos los que nos permitan explicar los rasgos esenciales del clima.

La clasificación de tipos de tiempo contempla dos grandes grupos: el de los ciclónicos y el de los anticiclónicos. El primero agrupa todas aquellas situaciones en las que la inestabilidad es el rasgo esencial y, por ello, son los que producen las precipitaciones. Los anticiclónicos, por el contrario, se caracterizan por la estabilidad y en consecuencia la ausencia de precipitaciones. Tanto uno como otro se subdividen en varios subtipos según la dirección de los flujos de viento y el carácter frío o cálido de la masa de aire que los acompaña. En nuestra área de estudio los tiempos

anticiclónicos dominan durante más de la mitad de los días del año, mientras que los ciclónicos no llegan al 40%.

### **III.5.2.3.1 Los elementos climáticos**

Las temperaturas y precipitaciones son los dos elementos más representativos, ya que su estudio nos permite abordar los tres aspectos claves del clima, como son:

- Caracterización de zonas climáticas en función del régimen y distribución espacial de ambos elementos.
- La explicación causal de lo anterior, relacionando los factores geográficos y atmosféricos.
- La interrelación con otros aspectos del medio geográfico, ya sean naturales (procesos erosivos) o como recursos y limitantes de la actividad humana.

H. Gaussen, en su mapa de las subregiones climáticas de la Península Ibérica, separa dos grandes zonas:

- a) Una con clima mesomediterráneo (tres a cuatro meses secos), que viene a coincidir con las zonas de altitud inferior a 800 m, y
- b) El resto de la provincia, con clima submediterráneo (uno o dos meses secos)

Prácticamente, con la misma línea de separación queda dividida la provincia en el mapa de tipos climáticos siguiendo el índice de Thorntwaite:

- a) Clima semiárido en altitudes inferiores a 800 m, y
- b) Clima seco subhúmedo en el resto.

Las características de nuestra zona de estudio hace que encontremos dificultades importantes a la hora de analizar sus condiciones climáticas debido a la escasez de informaciones meteorológicas resultantes del reducido número de estaciones existentes. Así, para un período de 20 años, tan sólo contamos dentro del espacio analizado con una estación pluviométrica (más o menos completa) con catorce años, que es la de Robledo de Corpes, y la estación termopluviométrica de Hiendelaencina con tan sólo cinco años; por ello es por lo que hemos utilizado la estación de Atienza, a pesar de localizarse al N del área estudiada.

El número de años de observaciones de la estación seleccionada más próxima la de Atienza, situada a 1.250 m, comprende el período de 1968-90 para las temperaturas, y el de los años 1967-90 para las precipitaciones, según podemos ver reflejado en el Cuadro 3.7.

CUADRO 3.7

Estación ATIENZA (Guadalajara)	Meses												AÑO
	E	F	M	A	M <sub>y</sub>	J	Jl	Ag	S	O	N	D	
Temperatura media °C	2,4	3,4	6,6	9,5	12,7	17,4	20,7	20,7	17,1	11,6	5,8	2,7	10,9
Precipitación mm	51	41	55	50	56	46	18	16	43	52	64	46	538

En las Figuras 3.28 y 3.29, correspondientes a las isotermas e isoyetas anuales, la citada estación está comprendida entre las isotermas de 10º y 12ºC, y las isoyetas de 500 y 600 mm respectivamente.

Hemos realizado igualmente el diagrama ombrotérmico de la estación de Atienza Figura 3.30, por considerarla la más próxima a nuestra área de estudio y que ofrece datos fidedignos.

## GUADALAJARA

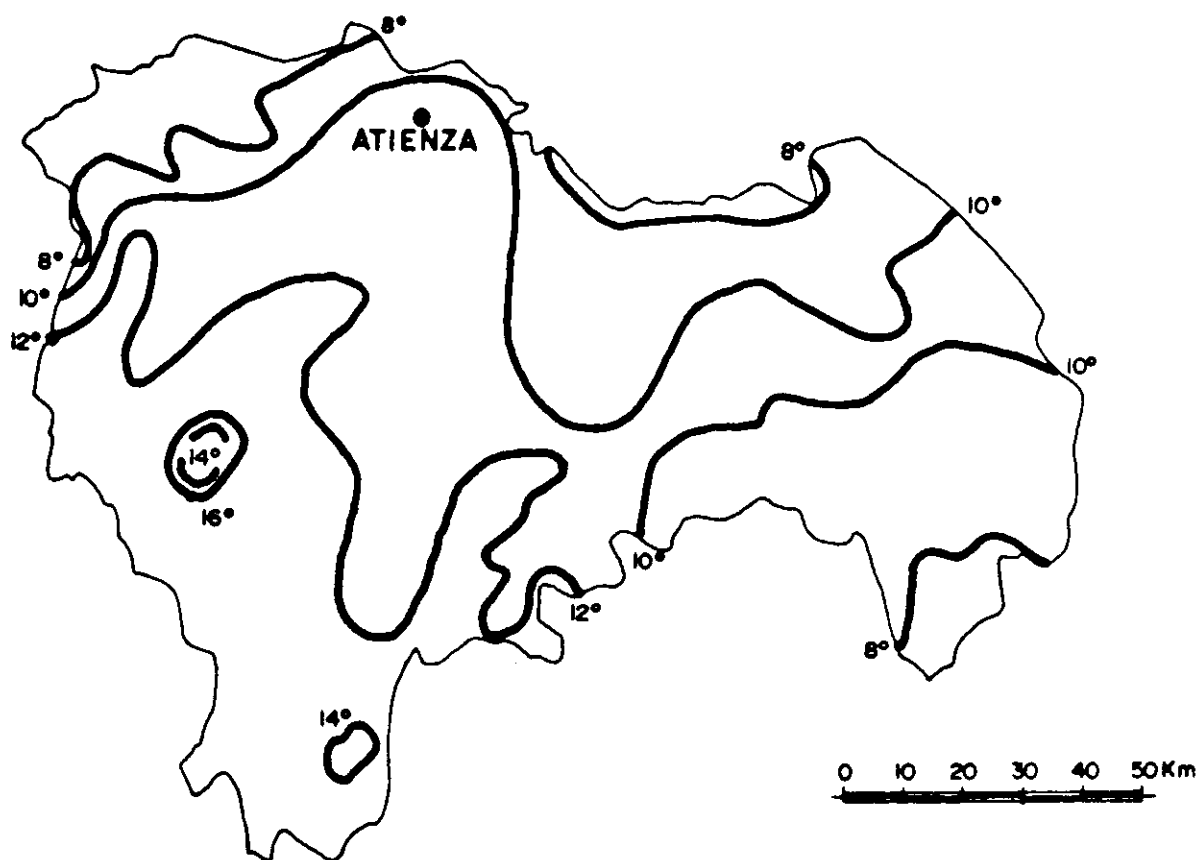


Figura 3.28 Isotherma anual

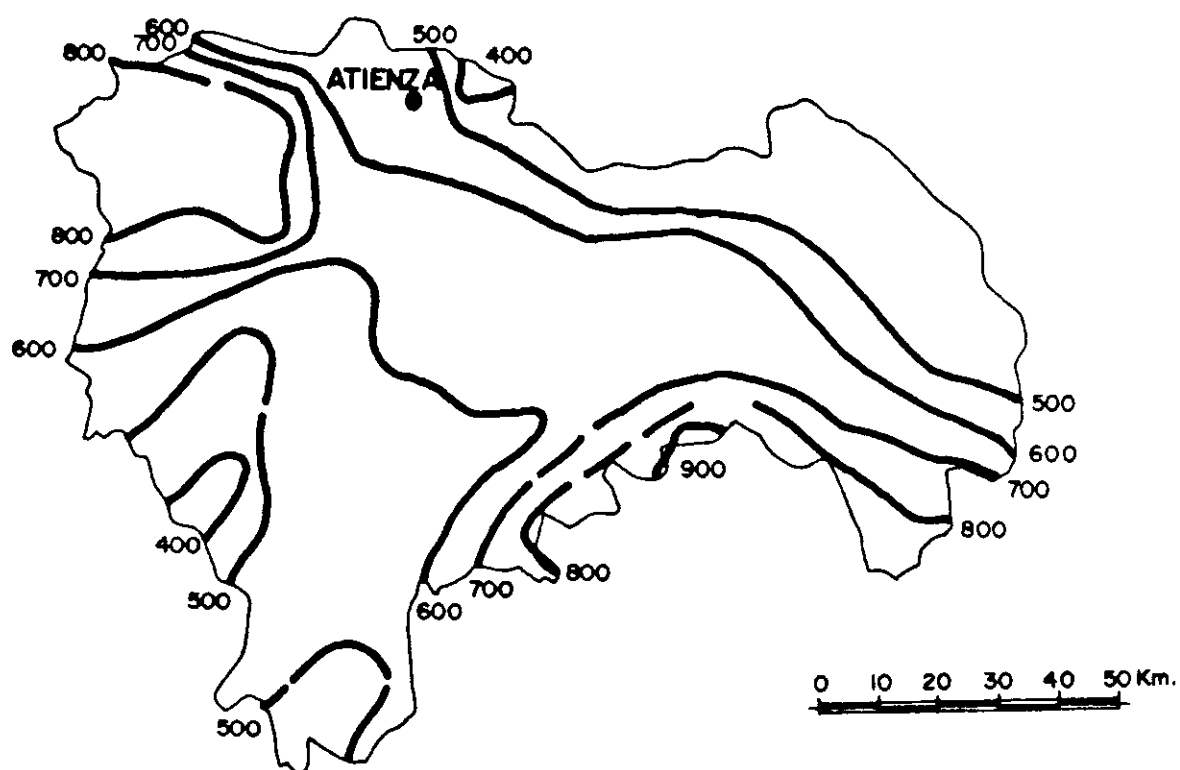


Figura 3.29 Isoyeta anual

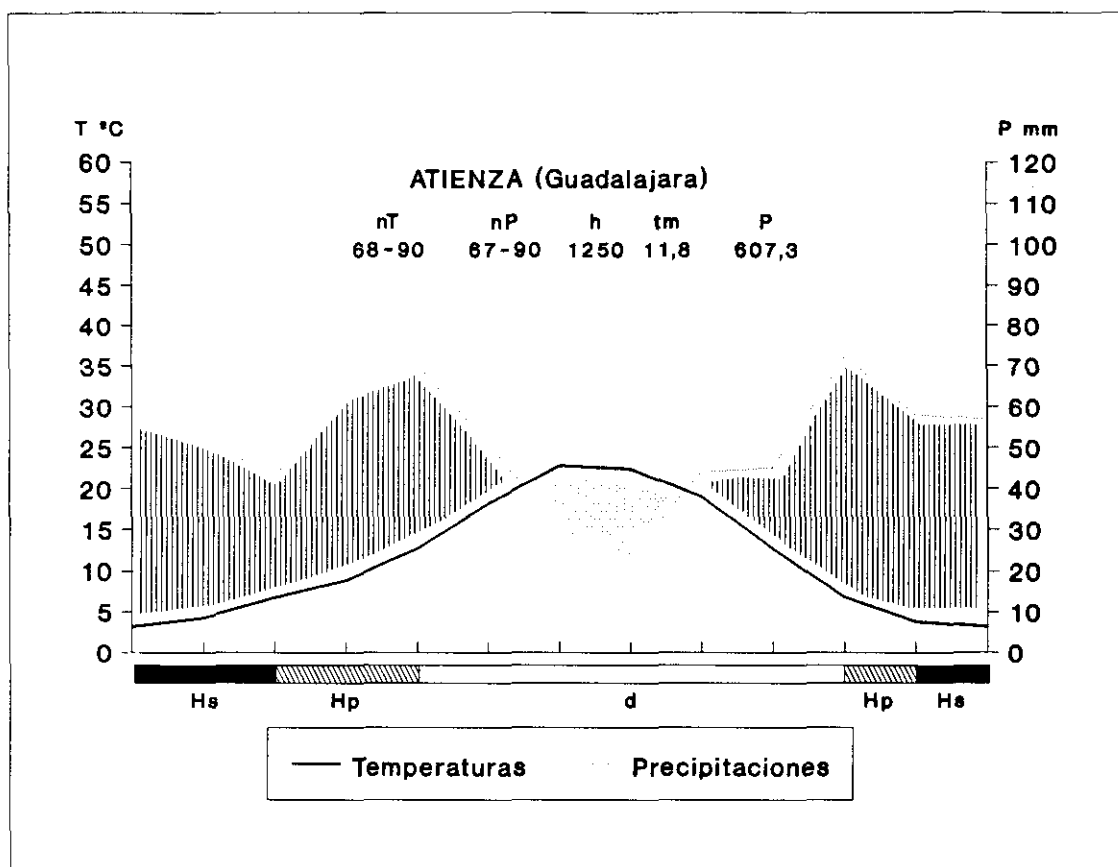


Figura 3.30 Diagrama ombrotérmico

Las temperaturas se ven muy influidas por la altitud. Los valores mínimos se dan en enero y diciembre, y los máximos en julio y agosto, siendo la media anual de 11,8°C.

El cálculo de las temperaturas se pueden observar en el Cuadro 3.8 y Figura 3.31, en donde se recogen los datos de todas las temperaturas correspondientes a nuestra estación, siendo el relieve de nuevo, el que actúa como factor de diferenciación espacial provocando el descenso paulatino de las temperaturas a medida que aumenta la altura a la que se encuentra localizado el observatorio. Así, tanto en enero como en julio el sector más frío se localiza en las altas tierras de Guadalajara. Las temperaturas que se registran son inferiores a los 4°C en enero y a los 24°C en julio. Esta es la causa de que los observatorios situados por encima de los 1.000 m, registren valores medios de enero superiores o próximos a los 5°C, siendo la duración media del período frío desde enero a abril y durante los meses de noviembre y diciembre, es decir, de un total de seis meses.

**CUADRO 3.8. REGIMEN DE TEMPERATURAS**  
(Periodo 1968-90)

Estación ATIENZA (Guadalajara)	Meses											
	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC
TMxab	15,8	17,1	22,3	25,0	29,0	33,9	38,0	37,8	34,4	27,4	20,3	15,5
TMx	8,1	9,7	13,3	15,4	19,8	26,3	31,9	31,5	27,2	19,1	11,9	8,4
tmx	-1,7	-1,1	0,2	2,3	5,6	10,0	13,6	13,2	10,6	6,0	1,6	-0,8
tmxab	-8,1	-7,6	-6,6	-4,5	-1,1	2,9	6,7	6,7	4,2	-0,6	-4,8	-7,1
Media	3,2	4,3	6,8	8,9	12,7	18,2	22,8	22,4	18,9	12,6	6,8	3,8

- TMxab = Media de la temperatura máxima absoluta
- TMx = Media de la temperatura máxima
- tmx = Media de la temperatura mínima
- tmxab = Media de la temperatura mínima absoluta
- Media = Media de la máxima y mínima

FUENTE: Instituto Nacional de Meteorología. Elaboración propia



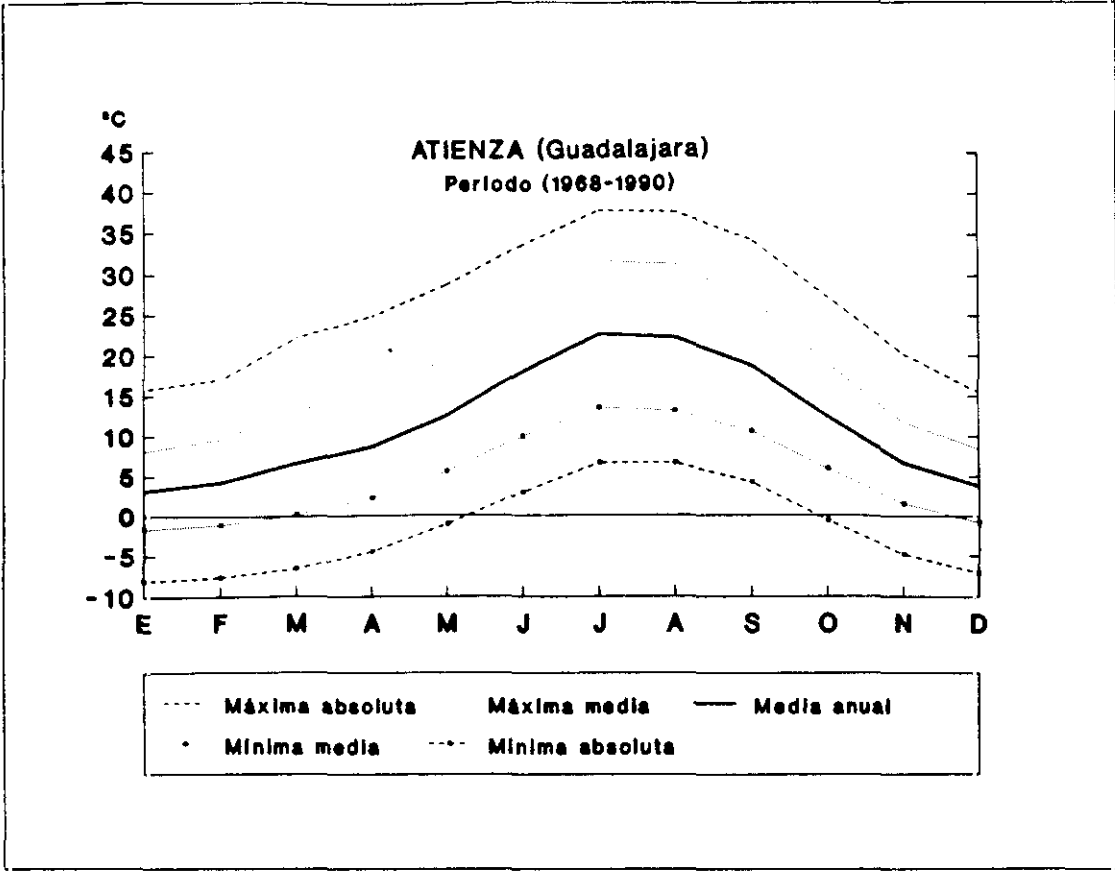


Figura 3.31 Diagrama de temperaturas

La posición es también la causa de la existencia de inviernos suaves en el borde occidental, que penetra siguiendo el valle del Tajo hasta Guadalajara, aunque en este caso es el efecto moderador de los vientos atlánticos el que explica la relativa suavidad térmica.

En verano la fuerte insolación convierte a nuestra zona en un manantial de aire cálido con temperaturas medias en torno a los 23°C en todos los observatorios situados por encima de 1.000 m.

#### **III.5.2.3.2 Oscilaciones térmicas**

Las temperaturas son, asimismo, muy variables y el rasgo esencial de nuestro clima es el paso brusco de períodos cálidos a otros fríos, dependiendo de la procedencia de las masas de aire que alcanzan la zona. Como consecuencia de todo ello, se produce una amplitud térmica de 19,6°C.

La distribución estacional de las lluvias es similar al resto de la Meseta, según podemos apreciar en la Figura 3.32, en la que los máximos se dan en las confluencias otoño-invierno e invierno-primavera, más abundantes en el primer caso; los mínimos en invierno y verano son poco perceptibles en el primer caso y más acusados en el segundo, con los 29,5 y 24,2 mm en julio y agosto, siendo la media anual de 607,3 mm, como corresponde al clima de tipo mediterráneo, si bien se aprecia un ligero incremento a medida que nos desplazamos en dirección NE.

Dentro de la clasificación Köppen, hemos de distinguir que se dan dos tipos diferentes según la latitud, la primera que sería la parte más al norte y que correspondería a la raña alta, estaría definido por las siglas Csb<sub>3</sub> y la zona más meridional Csa<sub>3</sub>.

Según la clasificación Papadakis, se caracteriza por un invierno avena fresco (av), verano con cultivo maíz (M), régimen térmico, templado cálido (TE), régimen de

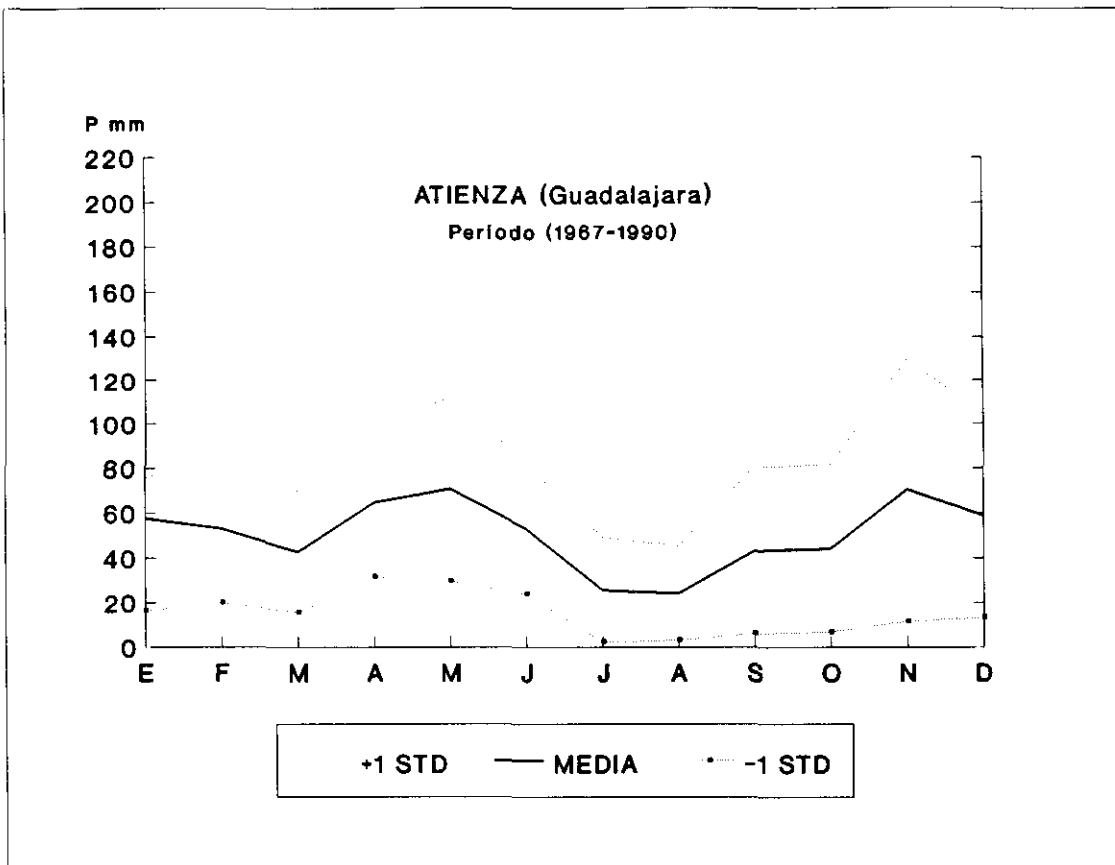


Figura 3.32 Diagrama de precipitaciones

humedad; Mediterráneo húmedo (ME), dando un tipo de clima "Mediterráneo templado" (TE, ME).

#### III.5.2.4 Vegetación

Desde el punto de vista biogeográfico, pertenece a la provincia Castellano-Maestrazgo-Manchega, sector Celtibérico-Alcarreño, siendo su vegetación característica la de encinares y sabinares que son sustituidos en suelos profundos y frescos de las umbrías por quejigares.

La encina (Quercus rotundifolia) abarca, naturalmente gran parte de nuestro espacio a excepción de determinados enclaves de mayor altitud o con características semiáridas.

Constituye formaciones arbóreas acompañadas entre otras especies de: madroños (Arbutus unedo), olivillas (Phillyrea angustifolia), aladiernos (Rhamnus alaternus), etc.

Los matorrales de sustitución, compuestos por romero, jaras, tomillo, cantueso, espliego, salvias, etc., proliferan en grandes extensiones antaño ocupadas por encinares y son objeto de explotación agropecuaria con aprovechamiento apícola. En otras ocasiones, como en el piso mesomediterráneo de la provincia Castellano-Maestrazgo-Manchega el encinar ha cedido su espacio natural a cultivos de secano (cereal y vid) o repoblaciones de pino carrasco y piñonero.

Los melojares (Quercus pyrenaica), ocupan una extensión más reducida, aunque muy modificados y degradados como consecuencia fundamentalmente de talas, son aún frecuentes. El roble melojo suele ir acompañado de otras especies arbóreas como el serbal (Sorbus torminalis y S. aris), el tejo (Taxus baccata) o el acebo (Ilex aquifolium).

La degradación de los melojares origina etapas aclaradas de matorral, fundamentalmente brezales (*Erica aragonensis*, *E. umbellata*, *E. arborea*, *Calluna vulgaris*) y/o jarales (*Cistus laurifolius*, *Halimium ocymoides*, *H. viscosum*, etc.).

Excepto en muy localizados sectores de las zonas montañosas del Norte y Suroeste, en que aparecen importantes zonas de pino, encinas, enebro y robles, el resto del territorio está desarbolado. Las raíces de las encinas sujetan el suelo, y lo protege. El jaral también frena la erosión.

Las parameras están cubiertas de enormes extensiones de matorrales de quercíneas, y jarales que sustituyen a los rebollares. No obstante, quedan importantes manchas arboladas de pino silvestre y, en menor medida, pino negral (*Pinus pinaster*), (*Pinus laricio*) y sabina albar (*Juniperus thurifera*), con un estrato arbustivo muy escaso y en el que aparece el enebro rastrero (*J. communis*). Su destrucción trae consigo la aparición de un matorral muy característico con formación de porte almohadillado, espinoso, en el que predomina el cambrón (*Genista pumila*).

La vegetación natural de esta zona es la típica de la gran formación Durilignosa, con *Quercus ilex* como especie más representativa, y aunque la mayor parte de la superficie de la raña se cultiva extensivamente con cereales (trigo, cebada, y avena), todavía quedan reducidos enclaves de vegetación natural. Quejigales (*Quercus faginea*) también son frecuentes.

#### **III.5.2.5      Localización y descripción de las áreas de estudio**

Los sedimentos que constituyen la formación de la raña están constituidos por unos materiales fanglomeráticos, en cuyo espectro granulométrico predominan los cantos heterométricos de cuarcitas y areniscas con diverso grado de alteración y escasamente rodados, procedentes de la erosión de suelos y rocas del Sistema Central. Estos sedimentos configuran, en la actualidad, amplias llanuras relativamente poco erosionadas que han sido socavadas en determinadas zonas a consecuencia del encajamiento de la red hidrográfica cuaternaria, lo que ha originado el afloramiento,

tanto de diversos depósitos de edad miocena, como del substrato metamórfico con diferentes grados de alteración (Alcalá del Olmo, L. et al. 1993).

Las estaciones realizadas en esta área se encuentran situadas en las superficies de raña, que se han extendido por el NW provincial de Guadalajara, en forma de abanico, con el vértice apoyado en las Sierras de Alto Rey y de la Bodega (Sistema Central), que constituyen las áreas fuente a partir de las cuales se han producido los depósitos de raña que se extienden hasta las proximidades de Guadalajara, y que están constituidas por una serie de bloques levantados, los cuales oscilan entre los 1.800 y 1.400 m de altitud. Inmediatamente al Sur se encuentra en las estribaciones orientales de la Sierra de Alto Rey, los "glacis" de la raña que entran en contacto con el bloque montañoso a través de unos piedemontes labrados en la "superficie de erosión" sobre materiales paleozoicos (pizarras y cuarcitas) y cubiertos, sólo esporádicamente, por derrubios plio-pleistocenos fuertemente alterados (Ibañez et al. 1987), y que se encuentran entre 1.400 y 1.000 m de altitud.

La raña alta, así denominada por su posición topográfica, ha sido descrita por los autores (Martínez Vega, J. 1989) y (Aragoneses Nárvaez, F.J. 1990), como aquella que en forma de abanico tiene el vértice apoyado en la vertiente sur de las Sierras de Alto Rey y la Bodega, que son las que constituyen las áreas fuente a partir de las cuales se han producido los depósitos de raña. Los cauces de los ríos Sorbe y Cañamares, ambos tributarios del Henares por su margen derecha, sirven de límite por el Occidente y Oriente respectivamente. Por el Sur, sirven de divisoria, las elevaciones de los crestones cuarcíticos de Sierra Gorda (1.427 m) y de Congostrina (1.105 m). Esta raña se distribuye por los términos municipales de Bustares, Gacueña de Bornova, Robledo de Corpes, Hiendelaencina y Zarzuela de Jadraque, constituyendo tres superficies planas, aisladas unas de otras como consecuencia del profundo encajamiento de la red fluvial.

La raña baja, situada al Sur de la raña alta, se halla al oeste del río Bornova más abajo del embalse de Alcorlo. Se abre en amplios abanicos aluviales que enlazan con las terrazas altas de los ríos Jarama y Henares. En ésta, es donde la raña

encuentra un mayor desarrollo superficial y donde los depósitos pliocuaternarios de cantos silíceo-cuarcíticos son más potentes. La topografía casi horizontal, en torno a los 825 m de altitud media, viene determinada en parte por la litología y por los procesos de deposición. Las grandes superficies horizontales se interrumpen por los barrancos y valles que han sido formados por el encajamiento de la red fluvial posterior al proceso de génesis y formación de las rañas.

En la raña alta la Sierra de Alto Rey es la alineación topográfica más notable, con vertientes de acusada pendiente en los primeros kilómetros que enlazan inmediatamente con el piedemonte y un poco más al Sur con la raña propiamente dicha. Por el Sur, existe una cierta continuidad paisajística ya que las rañas enlazan con el sistema de rañizos que dominan las terrazas altas del río Henares. No obstante, los rañizos poseen otras características físicas diferentes a las de las rañas.

Esta zona entra a formar parte de la depresión del Tajo, que se encuentra rellena de materiales neógenos detríticos continentales, en los que aparecen arcosas, conglomerados y fangos. En la depresión, la morfogénesis más reciente se caracteriza por un modelado de erosión o erosión-acumulación que arranca del Plioceno superior (Gallardo et al. 1987).

Las estaciones realizadas en la Hoja nº 460 de Hiendelaencina, limitan al Norte con la Sierra de Alto Rey; al Sur por San Andrés del Congosto y la Toba; al Este por La Bodega y Negredo, y al Oeste por el río Sorbe y los términos de El Ordial y Zarzuela de Jadraque, siendo su localización geográfica la que se refleja en la Figura 3.33.

Aquí podemos apreciar la superficie de sedimentación pliocuaternaria "rañas", que oscila entre los 1.000 y 800 m de altitud. Los taludes o áreas de enlace entre la superficie de erosión y los fondos de valle, se han visto sometidos a una profunda erosión y acarreamiento. Y finalmente las terrazas aluviales, configuradas por la red hidrográfica principal, situadas topográficamente entre los 800 y 600 m.

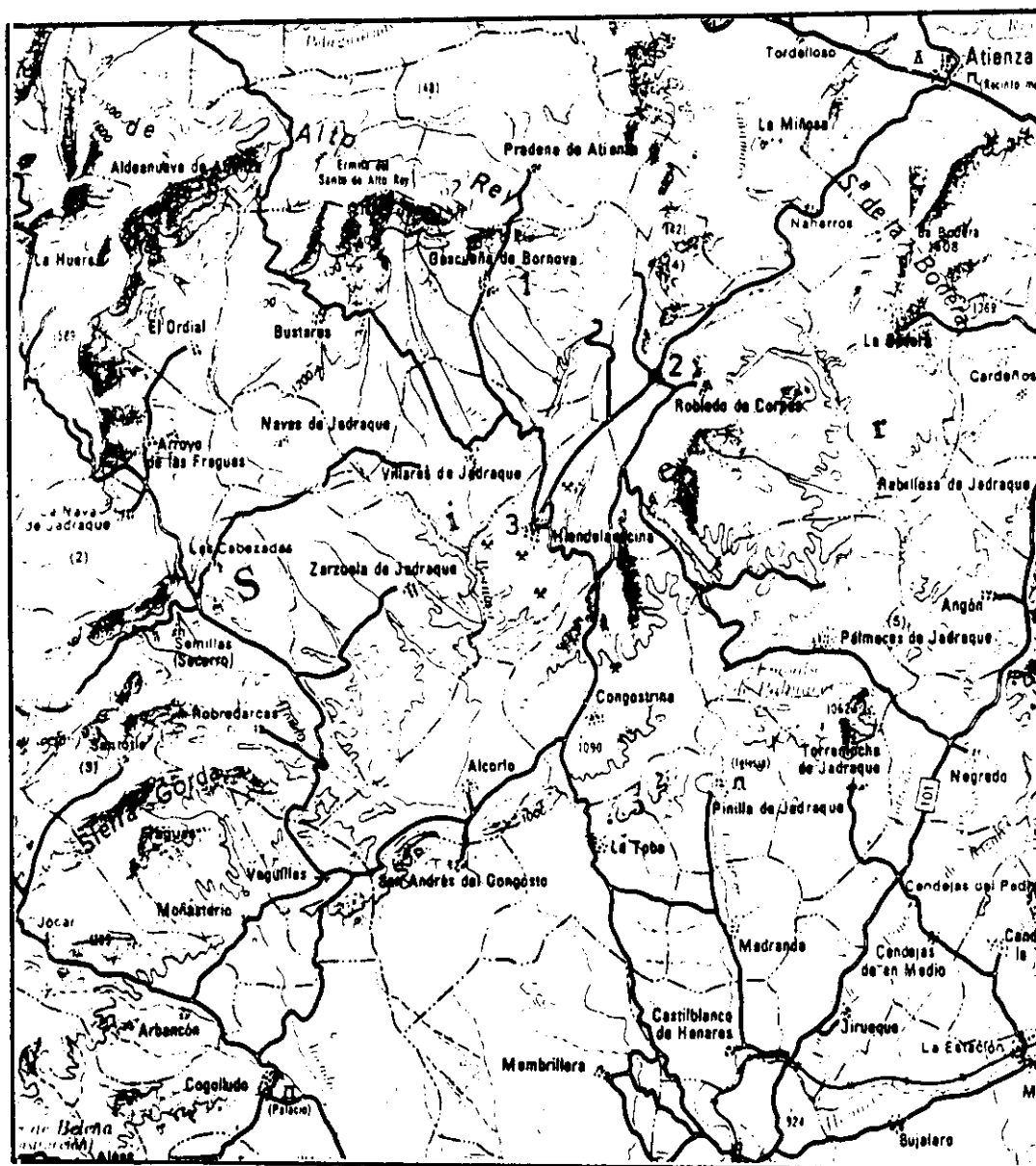


Figura 3.33 Mapa de situación geográfica de la zona N de Guadalajara

- 1 Gascueña
- 2 Robledo de Corpes
- 3 Hiendelaencina



Su relieve es notablemente acentuado por comprender la parte más accidentada de la provincia, siendo las alturas mayores las correspondientes a la Sierras de Alto Rey, que es la alineación topográfica más notable, con vertientes de acusada pendiente en los primeros kilómetros que enlazan inmediatamente con el piedemonte y un poco más al sur con la raña propiamente dicha, y Mojón Gordo al Norte; las de la Sierra de Boderá al Nordeste y las cotas de Llanadas y Corzas al Oeste. Aparte se encuentran otras elevaciones, que derivando de aquéllas, constituyen los cerros denominados el Otero, con 1.356 m y el Mojoncillo con 1.332 m, ambos en el término de Robledo de Corpes.

Constituyendo la parte central y en forma de mesetas aparecen las tres zonas principales, Figura 3.34 entre otras menos importantes, que se conocen bajo el nombre de La Mesa del Pino, Los Brezales y la de los llanos de San Martín, teniendo sus diferentes alturas comprendidas entre los 1.000 y 1.400 m. Precisamente en esta zona es donde se encaja la red hidrográfica dando lugar a barrancos angostos. Los cursos de agua más importantes son los de Cañamares, Bornova y Sorbe, que atraviesan esta zona con una dirección media N-S, siendo todos ellos tributarios del Tajo.

La raña corresponde a depósitos en general poco potentes de gravas cuarcíticas, arenas y algo de arcilla, no relacionadas con la red de drenaje actual, esto es, no acompañando a los cursos fluviales. Su coloración es típicamente rojiza, y regionalmente aparece entre los 1.000 y 1.090 m de altitud, - para algunos -, como depósitos de "debris flow".

Hemos de tener en cuenta que las rañas del Bornova tienen tendencia centrípeta hacia Zarzuela de Jadraque, procedentes de todos los rebordes montañosos de la Hoya de Hiendelaencina.

El plano de la raña mantiene una cierta inclinación pues en su porción norte sobrepasa los 1.000 m y desciende hasta los 800 m en su confín meridional.

RAÑA ALTA DE GUADALAJARA

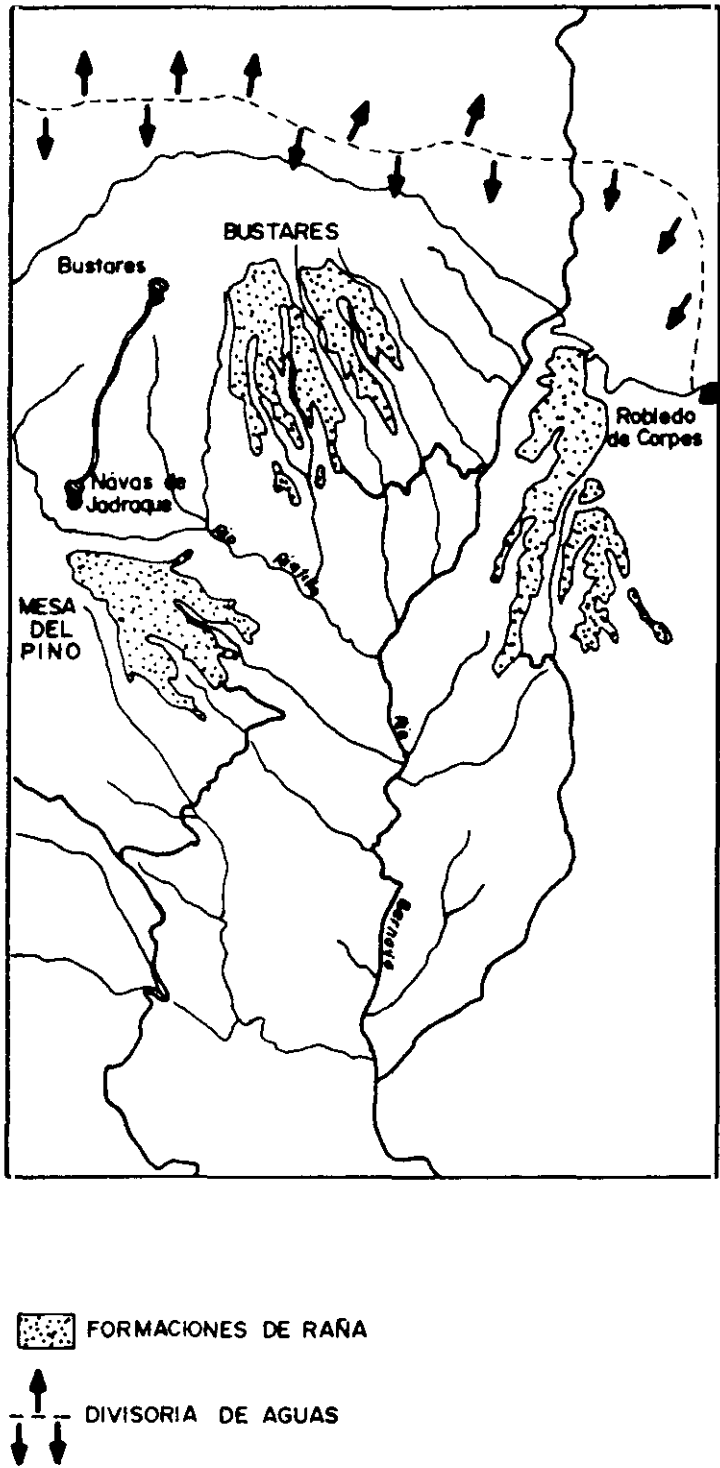


Figura 3.34 Rañas de la zona N de Guadalajara

Las estaciones realizadas en esta área pertenecen a lo que otros autores han llamado la raña alta, (Martínez Vega, J., 1989).

La primera estación llamada Gascueña-Hiendelaencina, se encuentra situada a 41° 07' 50" de latitud N y 3° 01' 20" de longitud W, en la zona más alta, en el camino vecinal que sale de la carretera de Hiendelaencina a Villares de Jadraque en dirección a Gascueña de Bornova; se localiza a 2,000 km del cruce de la carretera. La muestra fue tomada en un corte artificial de unos dos metros y medio de profundidad. También se aprecia lagunas someras, tan típicas de la raña. La zona está situada a una altitud de 1.146 m entre los arroyos de Palancosa y del Canalón. Esta raña que se extiende al pie de la Sierra de Alto Rey y desciende desde Gascueña de Bornova a Villares de Jadraque, posee entre la base de la misma y el substrato de micacitas intensamente alterado una lámina de mioplioceno conglomerático.

La segunda estación Robledo de Corpes-Atienza, ha sido realizada en la carretera que va de Hiendelaencina a Atienza, a 41° 07' 00" de latitud N y 2° 58' 10" de longitud W, en el km 59,000 en un corte natural de la carretera de un metro y medio de profundidad, siendo su material muy arcilloso. Está situada a una altitud de 1.144 m, en una zona completamente llana desde la que se puede apreciar la Sierrezuela, el Mojoncillo y el pico del Otero.

Hiendelaencina, se halla en el centro de la Serranía de Atienza, al N de Guadalajara. Constituye esta Serranía el primer eslabón del Sistema Central, con un macizo antiguo rodeado de formaciones mesozoicas que enlazan con las inmediatas sierras Ibéricas.

El relieve está aquí constituido por una serie de sierras silúricas: al NW la de Ayllón o Riaza (Lobo, 2.266 m); y al W la del Ocejón (2.060 m); luego se dibuja más claramente un arco de sierras como abruptas y altas cuevas, con el frente hacia el interior, formadas por las duras cuarcitas, mientras que los valles se labran en las pizarras más blandas; al W las sierras del Mozequero, Santotis, etc. (1.400 - 1.500 m), al N el Alto Rey (1.848 m), al NE el Otero (1.356 m) y la sierra de La Bodera

(1.449 m). Sobre el neis, más blando, se adentra hasta el pie de las sierras un ancho pediment en forma de golfo, a 1.000 - 1.200 m de altura; con rañas de cantos de cuarcita (pocos de cuarzo o neis), rubificados y poco rodados, de hasta 20 cm de diámetro, sobre un depósito arcilloarenoso rojizo o amarillento y con pudingas en la base en algunos sitios, (López Gómez, A. 1969).

La tercera estación Hiendelaencina, está situada a 41° 04' 55" de latitud N y 2° 59' 50" de longitud W, en la carretera anteriormente citada, próxima al km 30,000 en un corte de unos 3 a 4 m de profundidad en el lugar llamado Altollano, entre los arroyos de la Casa y Diógenes, y cuya cota es de 1.102 m formada a partir de cuarcitas mezcladas con limos rojos. La formación de esta raña tiene una dirección NNE-SSW, y se extiende desde las estribaciones orientales de la Sierra de Alto Rey hasta el mismo pueblo de Hiendelaencina. Presenta las características típicas de este tipo de formaciones: amplia plataforma con pendiente longitudinal del orden del uno por ciento, desmembrada en una serie de "tentáculos" por la acción erosiva de la actual red fluvial. Sus cotas varían entre los 1.150 y los 1.100 m (Vicente, M.A. et al. , 1992).

El substrato es ácido y pobre. Toda la zona está rodeada de minas que en el momento actual no están en explotación, pero que en su día gozaron de un gran prestigio.

La citada raña alta que comprende las áreas de Bustares, Robledo de Corpes-Hiendelaencina y la Mesa del Pino, se puede resumir en los siguientes esquemas:

**Bustares.-**

- Superficie 7,56 km<sup>2</sup>
- Altitud del ápice 1.238 m
- Altitud mínima 1.137 m
- Longitud máxima 5.400 m
- Pendiente 1,8%

- Anchura máxima 3,5 km
- Espesor medio estimado 3 m
- Volumen 15.120.000 m<sup>3</sup>

**Robledo de Corpes-Hiendelaencina.-**

- Superficie 9,9 km<sup>2</sup>
- Altitud del ápice 1.144 m
- Altitud mínima 1.055 m
- Longitud máxima 6.800 m
- Pendiente 1,3%
- Anchura máxima 4,3 km
- Espesor medio estimado 2,5 m
- Volumen 24.750.000 m<sup>3</sup>

**Mesa del Pino.-**

- Superficie 6,48 km<sup>2</sup>
- Altitud del ápice 1.146 m
- Altitud mínima 1.124 m
- Longitud máxima 3.100 m
- Pendiente 0,7%
- Anchura máxima 4,4 km
- Espesor medio estimado 3 m
- Volumen 194.400.000 m<sup>3</sup>

Para los materiales de origen hay que suponer una fuente somoserrana pues no existe otro macizo próximo que pueda suministrar este tipo de roca, por otro lado, el origen de los materiales no puede estar muy lejos pues los cantos están poco desgastados y conservan sus ángulos.

Los valles en este sector son sumamente largos y estrechos, excavados a 200 o 300 m de profundidad en la meseta que los encuadra.

Las muestras tomadas en la zona sur están representadas en la Figura 3.35.

Las estaciones realizadas en la Hoja n° 485 de Valdepeñas de la Sierra son las siguientes:

La estación de Puebla de Valles, fue realizada sobre unos cortados que hay frente al pueblo, en materiales del Terciario que sustentan a la raña, para poder compararla con las muestras de la raña. Al pie de los cortes pasa el arroyo del Lugar y el Arenal, siendo la altitud de 924 m.

La de Puebla de Valles-Tamajón, ha sido realizada a 40° 55' 40" de latitud N y 3° 16' 55" de longitud W, en la carretera que desde Puebla de Valles va hacia la de Guadalajara a Tamajón, pero ya en la raña. El corte está a la altura del km 2,500 siendo su profundidad de 4 m. Esta área está situada entre la Loma de la Liendre, Canalizo, Los Pradillos y Lomo Gordo, entre los arroyos de Mego y Valdelacasa, pero las más próximas son la Loma del Mego y del Navajo.

Estación de Matarrubia, realizada a 40° 51' 40" de latitud N y 3° 16' 20" de longitud W, entre los kilómetros 19 y 20 de la carretera que va de Puebla de Beleña a Casa de Uceda; se ve en una cañada que lleva a unas abruptas cárcavas, cuyas paredes carecen de consistencia y se desmoronan con facilidad, en las cuales hemos tomado la muestra, estando muy próximas las lagunas Chica y Grande y más al Sur Matarrubia. Toda la zona es bastante llana y la altitud es de unos 970 m.

La raña de este lugar, es considerada por la mayor parte de los autores modernos como una superficie con depósito, abanicos aluviales, y de edad Plio-Cuaternaria.

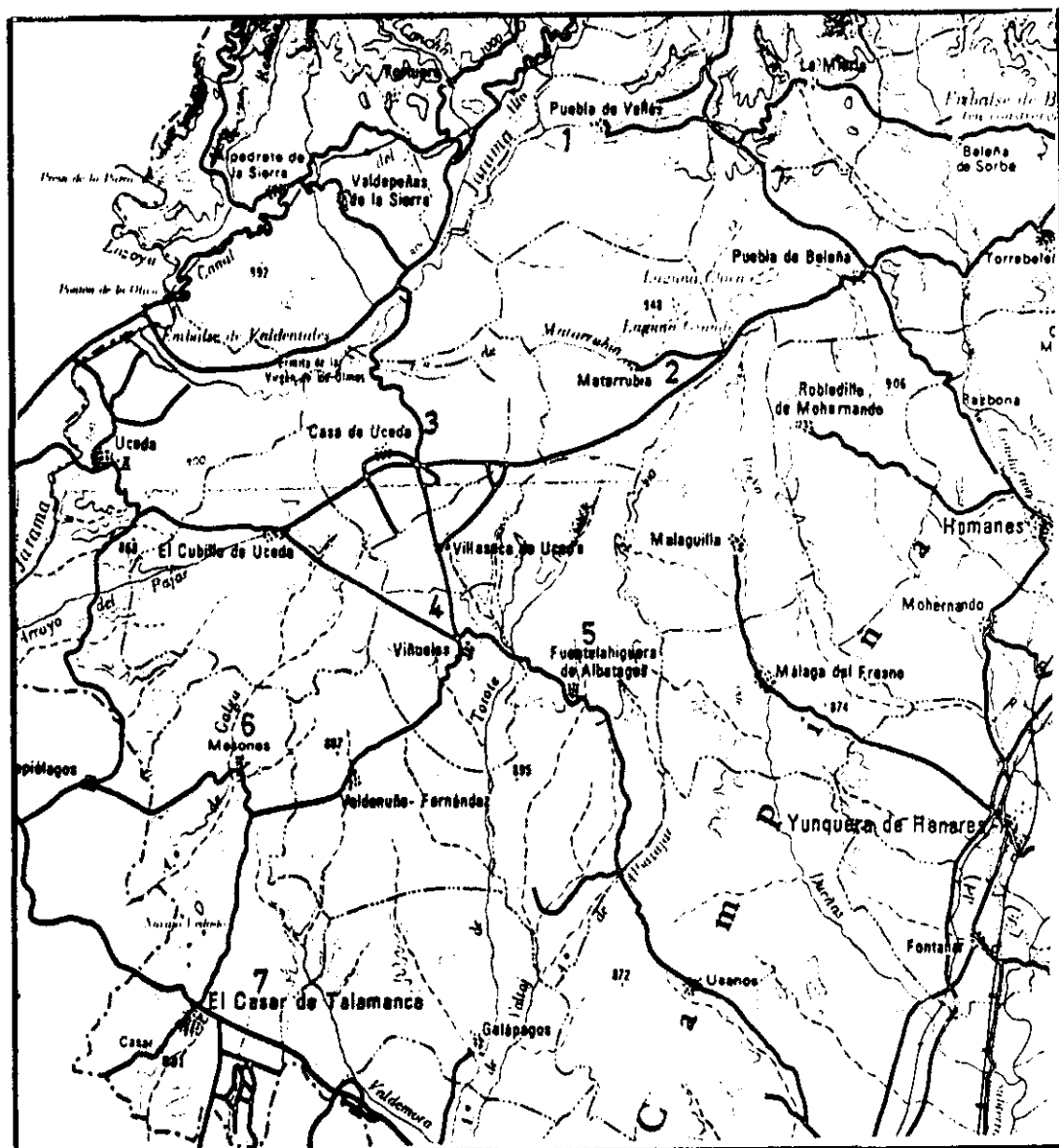


Figura 3.35 Mapa de situación geográfica de la zona  
S de Guadalajara

- 1 Puebla de Valles
- 2 Matarrubia
- 3 Casa de Uceda
- 4 Viñuelas
- 5 Fuentelahiguera
- 6 Mesones
- 7 El Casar de Talamanca

En esta área de estudio la raña adquiere grandes dimensiones extendiéndose entre Casa de Uceda y Talamanca del Jarama (en dirección N.S.) y desde Valdepiélagos a Valdenuño (en dirección E.W.).

Su composición es fundamentalmente cuarcítica, aunque también posee cantos de cuarzo que se suelen dar en los tamaños más pequeños. La mayoría de los cantos están rubefactados y a veces descolorados. La matriz es arcillosa, de color rojo, con algo de arena y limo. El depósito es considerado como un planosuelo, según P. Cabra, et al. (1983).

Estación de Casa de Uceda, realizada a 40° 50' 40" de latitud N y a 3° 21' 40" de longitud W, en el cruce de la carretera de Casa de Uceda a Puebla de Beleña, y al Pontón de la Oliva, en una zona completamente llana. La altitud es de 914 m. En esta estación hemos observado que existen pisolitos muy próximos a la superficie del corte, y la erosión es muy intensa con cárcavas de origen arcilloso, siendo el canturreal de la raña el que frena el proceso de acarreamiento. La vegetación es de jarales pringosos y encinares carpetanos.

Es un glacis de acumulación, formado por cuarcitas que vienen de la sierra, disecado por cursos fluviales que dejan unos replanos.

Los terrenos de las estaciones comprendidas en la Hoja nº 510 Marchamalo, presentan un relieve muy uniforme, básicamente se trata de una planicie, que disminuye su altura progresivamente hacia el S, estando bordeados por acusadas pendientes que dan paso a zonas más bajas, suavemente onduladas, por las que discurren multitud de barrancos y arroyuelos muy encajados y son las siguientes:

Uceda-Cubillo de Uceda, fue tomada a 40° 49' 50" de latitud N y a 0° 14' 20" de longitud W, a la altura del km 37,000 de Uceda al Cubillo de Uceda tratándose por tanto de Mioceno. Los materiales son de naturaleza detrítica y se sitúan sobre el Oligoceno, teniendo por límite superior, mediante discordancia erosiva, un paquete de conglomerados poligénicos atribuibles al Plioceno.



Por tratarse de sectores próximos al borde de la cuenca, son zonas de mezcla y, por lo tanto de variación, que pone de manifiesto el ambiente de depósito típicamente fluvial, en régimen torrencial.

La estación de Viñuelas, ha sido realizada a 40° 47' 40" de latitud N y 0° 20' 20" de longitud W, a las afueras de la citada ciudad en un corte natural próximo a la carretera. Esta zona esta toda llena de lagunas como las de Carromesones, del Monte y Viñuelas.

La de Fuentelahiguera, la hemos realizado a 40° 47' 10" de latitud N y 0° 22' 30" de longitud W, a la altura del km 23,000 de la carretera de Fuentelahiguera a Usanos, en un corte de unos 3 m de profundidad, y pertenece a las "rañas bajas". Este conglomerado se encuentra en discordancia erosiva sobre el Mioceno, y está constituido por cantos muy rodados, con tamaños que oscilan desde arena gruesa a bloques, con una matriz areno-arcillosa, que configura un relieve en general muy uniforme. Básicamente se trata de una planicie, que disminuye su altura progresivamente hacia el sur, estando bordeados por acusadas pendientes que dan paso a zonas más bajas, suavemente onduladas, por la que discurren multitud de barrancos y arroyuelos muy encajados, con altitudes entre 1.000 a 800 m.

Se encuentra enclavado este nivel en un clima mediterráneo seco, que va a marcar de un modo decisivo la evolución de estos suelos.

En este perfil se aprecia fuerte lavado con emigración de arcilla, así como de sesquióxidos con acumulación en los horizontes Bt.

En superficie, y quizás debido a la presencia de vegetación de jara y restos de encinar, la alteración es menor. La edafización es fuerte con procesos de iluviación de arcilla y gleyzación.

La estación de Mesones, ha sido realizada a 40° 45' 10" latitud N y a 0° 16' 30" de longitud W, a un kilómetro de dicha localidad, y a una altitud de 860 m que

corresponde al nivel de la altiplanicie de Guadalajara, se encuentra situada en un relieve muy llano, excepto en donde aparecen barranqueras, originadas por arroyos de régimen torrencial. Forma parte del sistema de rañas más surorientales del Sistema Central.

En una de las torrenteras que empieza próxima a la zona superior de la raña, formada por cantos de cuarcitas y areniscas muy duras con elementos más finos interpuestos, aparecen unas concreciones de color ocre en su parte externa, y negra en su parte interna, llamada pisolitos. Se trata de un glacis de acumulación, formado por cuarcitas que vienen de la sierra, disecado por cursos fluviales que dejan unos replanos. Igualmente se aprecia una erosión muy intensa con cárcavas de origen arcilloso, siendo el canturreal de la raña el que frena el acarreamiento. La vegetación está formada especialmente por el género Quercus rotundifolia, muy degradada.

En esta estación la mayoría de los cantos están rubefactados y a veces descolorados, la matriz es arcillosa, de color rojo, con algo de arena y limo. La potencia varia entre los 3-5 m y los mejores cortes se observan en el barranco en que hemos tomado la muestra. Este material ha sido tildado de "raña", y estudiado ya desde hace años por diversos autores como ÖEHME, (1937) y Ramírez, (1952). Se apoya sobre una alternancia de arenas y arcillas, seguramente pertenecientes a materiales detríticos del Mioceno, o un Plioceno muy antiguo Alía (1960), los cuales presentan una alteración profunda en la cual se reconocen procesos de pseudogleyización, y que corresponde a una hidromorfía temporal.

La deficiente permeabilidad de estos suelos se trasluce en el hecho de la presencia en toda la zona de multitud de charcas y lagunas, signo evidente de un endorreísmo francamente acusado.

Según los antiguos estudiosos, sobre el nivel de rañas y en régimen acuoso, pero más tranquilo, se depositan unos materiales de textura media, franco-arenosa o arena franca, que constituyen el material de partida. Esta era la teoría de quienes contemplaron la raña con una única óptica sedimentológica, sin darse cuenta de la

importancia del enfoque edáfico. Hoy podemos afirmar que no existen realmente dos depósitos, uno grueso abajo, sepultado por otro más fino y superior, sino más bien continuidad en el único depósito (probablemente con importantes diferencias texturales) pero que obedecen más a un ataque postsedimentario -esto es- edáfico, que de naturaleza sindeposicional.

En el Casar de Talamanca, hemos realizado a 40° 42' 05" de latitud N y a 0° 15' 20" de longitud W, otra toma de muestra en un corte a la salida de dicho municipio, en el que se puede apreciar en la parte superior una especie de sombrero de color grisáceo. El corte tiene una profundidad de unos 3 m aproximadamente. Aquí hemos tomado muestra de la zona próxima a la superficie y la parte intermedia, siendo frecuentes los cantos de cuarcita rojos y pálidos en el horizonte superficial.

Al norte de esta zona llana, el valle del Jarama separa el dominio de la llanura cubierta por la raña de los relieves muy quebrados, que ya se inician y se acentúan hacia el N.

Una vez descritas las áreas de muestreo podemos concluir diciendo que al pie de la sierra se extiende la raña, Figura 3.36, vasta superficie inclinada hacia el Sur, *caracterizada por un manto de 3 a 4 m de espesor de guijarros de cuarcita poco rodados*. Este manto sobrepasa los 1.000 m de altitud en las divisorias de aguas entre las cabeceras de los riachuelos que corren hacia el S, y de aquellas otras barrancadas que con gran pendiente descienden más o menos norteadas o arrumbadas al NW, siendo tributarias del Jarama por su margen izquierda, y baja hasta los 800 m en el S, donde su límite es muy difícil de establecer con precisión.

Esta raña que se encuentra situada en la zona más al sur, y que abarca las hojas del Mapa Topográfico Nacional n°s 485, 510 y 535, correspondientes a Valdepeñas de la Sierra, Marchamalo y Algete, se puede resumir en el siguiente esquema:

- Superficie 79,83 km<sup>2</sup>

## GUADALAJARA SUR

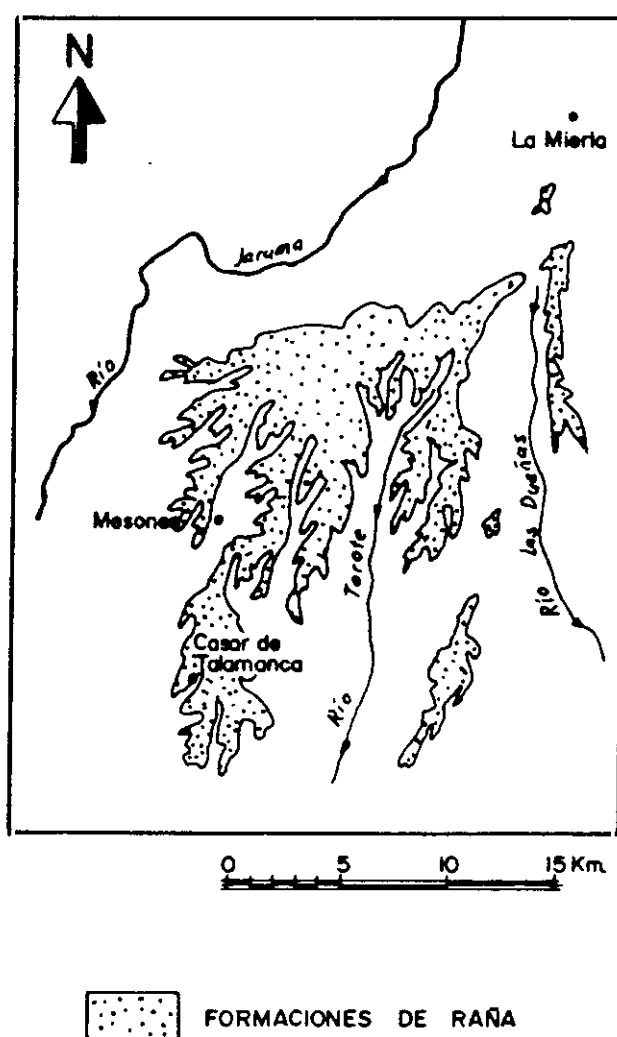


Figura 3.36 Rañas de la zona S de Guadalajara

- Altitud del ápice 960 m
- Altitud mínima 820 m
- Longitud máxima 24.500 m
- Pendiente 0,5 %
- Anchura máxima 13,2 km
- Espesor medio estimado 3,5 m
- Volumen 279.405.000 m<sup>3</sup>

Hemos de destacar también que en amplios espacios, el resto de la antigua llanura ocupada superficialmente por la raña es tan plana en toda esta zona, que en épocas de lluvias el campo se encharca, dando origen a pandas lagunas o navajos, como las dos de El Casar, situadas entre Matarrubia y Puebla de Beleña, lagunas que ofrecen las mismas características que las que quedan próximas al N de la carretera que desde El Casar de Talamanca se dirige a Mesones, y que de S a N son: Navajo de la Fuente del Rosario, Navajo Palomo, Navajo del Caminos a Mesones, Navajo de la Varga y el último de ellos que es el más grande Navajo Vedado.

Lo que sí hemos de tener en cuenta, es que los materiales que hoy forman la raña y que debieron de proceder de los terrenos paleozoicos, en los cuales se originó la cuenca Alta del Jarama, no podrían haber alcanzado los altos y llanos parajes que hoy ocupan al S y SE del río, si su valle hubiera existido en la época de la formación de tales depósitos. Por lo tanto se piensa que el arroyamiento que arrastró de N a S estas masas de aluviones, debe de ser anterior al establecimiento de la red fluvial actual y sobre todo del Jarama, por lo que se daría un largo proceso de vallificación, con una acusada tendencia a la jerarquización de la red fluvial local que se desarrolló con posterioridad a los depósitos de la raña.

El arroyo Torote, afluente del Henares recorre esta zona de N a S, por su parte central y con su numerosa red de barrancos y arroyuelos constituye otra vía importante de drenaje de esta área.

El régimen que presentan los numerosos arroyos y barrancos es típicamente torrencial, con un gran poder de arrastre, que queda de manifiesto por las amplísimas graveras que muchos de ellos presentan en su cauces.

Las pendientes de los llanos cubiertos de raña que aún se conservan son siempre poco acusadas y muy uniformes, los llanos más elevados situados hacia el N en las cercanías de Puebla de Beleña y Matarrubia, reduce la pendiente en los llanos cercanos a Casa de Uceda, y los comprendidos entre Mesones y Valdenuño Fernández, y entre estas últimas localidades y la de El Casar de Talamanca.

La presencia de los depósitos de raña en los lugares que se han indicado nos hacen ver que la raña ocupó zonas mucho más extensas y que no sólo es formación peculiar del occidente de la Península en el dominio del Paleozoico inferior, sino que también se adentra mucho hacia el E y especialmente cuando relieves acusados paleozoicos se articulan directamente con las llanuras constituidas por el Terciario, que arrasadas al finalizar el Mioceno y a lo largo del Plioceno, fueron posteriormente cubiertas por estos depósitos de arroyada, formación que está muy en relación con las especiales características climáticas y tectónicas que caracterizan los últimos tiempos del Plioceno, como ya en otros trabajos se han indicado.

### **III.5.3 Toledo**

La provincia de Toledo es un territorio, de perímetro bastante irregular y alargado en el sentido de los paralelos, que se encuentra situada en la parte central de la Península Ibérica, y que actualmente es parte de la Autonomía de Castilla-La Mancha.

El espacio natural, situado en el centro de la Meseta Sur, en torno a la ciudad de Toledo, se articula a partir de un eje central constituido por el valle medio del río Tajo, que cruza todo el territorio con una dirección este-oeste; concretamente, se trata del tramo comprendido entre la desembocadura de dos afluentes por su margen izquierda: el Algodor y el Torcón, que marcan el límite oriental y occidental de la zona.

Los confines septentrional y meridional de dicho eje coinciden con sendas unidades espaciales definidas por rasgos geológicos y topográficos bien diferenciados: al norte se encuentran los terrenos del Terciario correspondientes a la cuenca del Tajo, que incluye parte de la comarca histórica de la Sagra y las llanuras de Torrijos; hacia el sur se encuentra la "Meseta Cristalina de Toledo, que se extiende aproximadamente entre los municipios de Mora y Navahermosa.

Son muchos y variados los parajes de esta área, que poseen un gran valor paisajístico y una notable calidad ambiental y que por tanto merecen ser conocidos.

Desde el asombroso "Torno del Tajo" a su paso por la ciudad de Toledo, hasta los imponentes "montes islas" de la "Meseta Cristalina" (Noez o Layos) que destacan majestuosos en la llanura rocosa como una avanzadilla de los Montes de Toledo Figura 3.37, la geología y geomorfología de esta zona nos ofrecen bellos ejemplos para entender las interacciones entre estructura, litología y procesos erosivos.

Con una altitud media de 590 m, esta provincia presenta un relieve bastante llano, tan sólo alterado al Norte por la Sierra de San Vicente y al Sur por los Montes de Toledo.

Nuestra área de estudio está comprendida en la zona Sur de Toledo, entre el río Tajo, al N y las sierras más septentrionales de los Montes de Toledo al S; constituye una plataforma elevada de unos 300 m por encima del actual cauce del citado río que, en esta zona, se localiza entre los 430-450 m de altitud, en algunas áreas de las Hojas del Mapa Topográfico Nacional nº 657 Sonseca y la nº 684 Navahermosa.

En la bibliografía geográfica y geológica, como dice Molina, E. (1991), esta región ha recibido diferentes denominaciones: "Meseta Toledana" o "Macizo cristalino de Toledo" (Hernández Pacheco, E. 1911), "Superficie de erosión de Toledo" (Vidal Box, 1944), "Plataforma de Toledo" (Vaudour, 1979), etc.

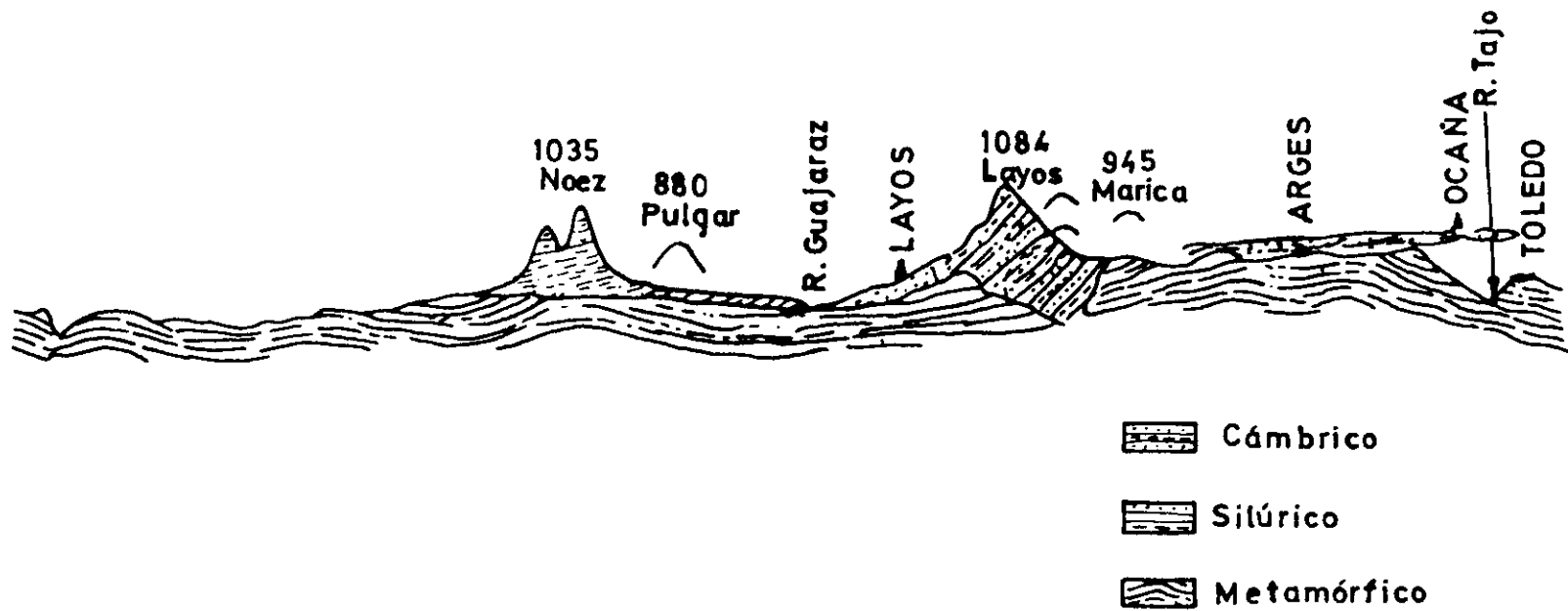


Figura 3.37 Corte geológico de Toledo



En esta terminología se intenta destacar dos hechos importantes:

- su naturaleza geológica, formada fundamentalmente por rocas ígneas y metamórficas con diferentes grados de metamorfismo
- su aspecto de plataforma de erosión que destaca bruscamente sobre el relieve de las series terciarias que rellenan la fosa del Tajo.

Su geología ha sido estudiada por varios autores, su estructura y litología es especialmente analizada por Aparicio (1971) y su Geomorfología por Vidal Box (1944), Alía (1945, 1947), Muñoz (1976), Vaudour (1979), Molina (1980) y Pérez González (1981).

Más recientemente ha sido publicado un artículo por Muñoz (1986) y una cartografía geomorfológica de las hojas nº 629 (Toledo) y nº 657 (Sonseca) debida a Herrero (1988).

### **III.5.3.1      La "meseta cristalina de Toledo"**

Recibe el nombre de meseta o rampa cristalina de Toledo Figura 3.38, la amplia planicie de unos 1.400 km<sup>2</sup> de extensión, desarrollada sobre los materiales del zócalo herciniano centroibérico - aquí mayoritariamente graníticos y metamórficos- que enmarca por el Sur la Cuenca sedimentaria del Tajo y sirve de peana a las alineaciones septentrionales de los Montes de Toledo.

La altura media es algo superior a los 700 m y presenta una suave inclinación general hacia el Norte, desde los 850-900 m del arranque de algunas laderas de los Montes hasta los 580-600 m de las áreas inmediatas al Tajo, encontrándose accidentada en su sector central por un conjunto de pequeñas sierras y cerros pizarrosos coronados por crestones de cuarcita que culminan alrededor de los 1.000 m. Tanto en torno a éstos como al pie de los ya citados relieves septentrionales de los Montes de Toledo la superficie rocosa de la rampa aparece recubierta por

**ESQUEMA GEOMORFOLOGICO DE LA MESETA CRISTALINA DE TOLEDO**

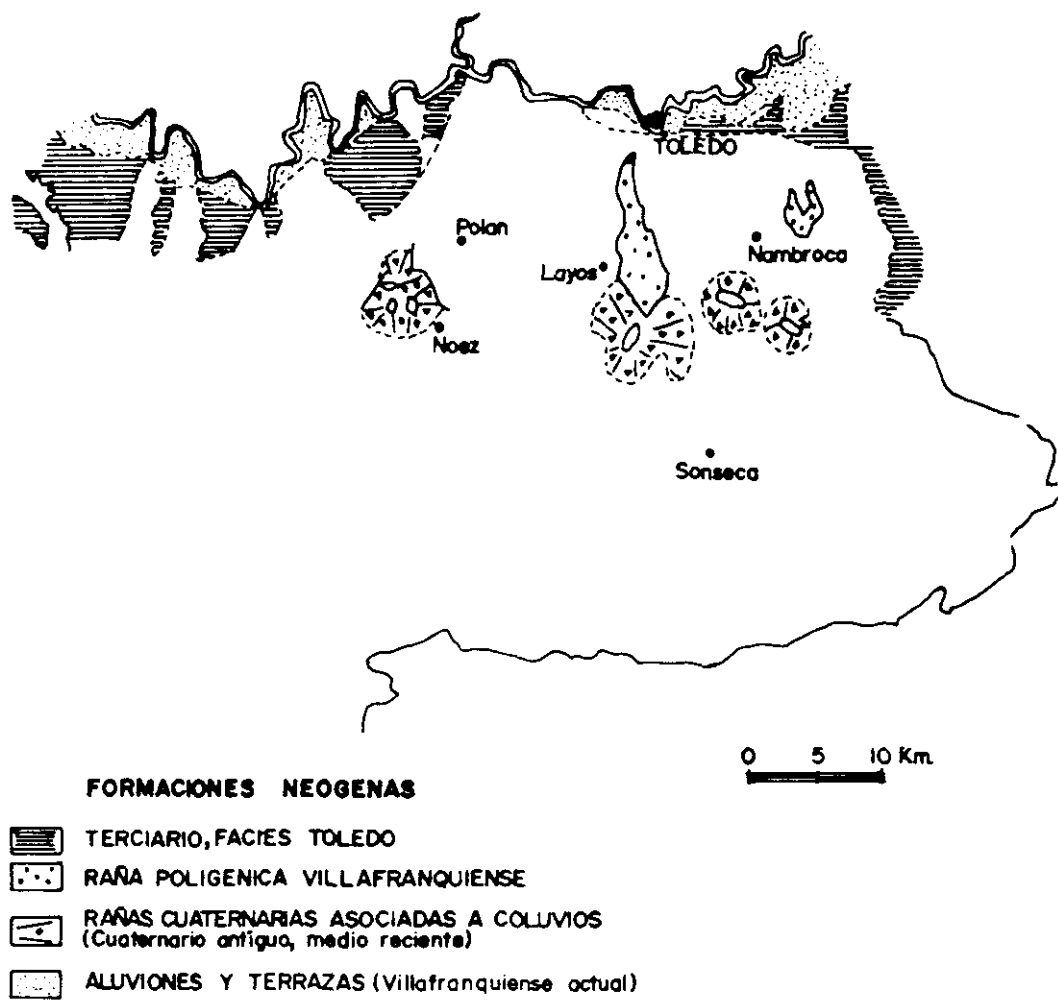


Figura 3.38 Esquema de la Meseta Cristalina de Toledo

formaciones sedimentarias de tipo raña que forman glaciares locales de acumulación, cuya notable planitud contrasta con la relativamente compleja morfología de detalle del resto del área, accidentada por alvéolos y surcos de arenización, tors, canchales de bolos y diversos relieves de resistencia, además de por una densa red de valles y de arroyos, entre los que destacan los del Torcón, el Guajarráz y el Algodor.

Así pues, la meseta cristalina de Toledo puede definirse inicialmente como un glacis rocoso o "pedimento", en cuya superficie aflora la roca "in situ" compuesta por granitos y metamórficas, de 30 kilómetros de desarrollo medio que tiene su cabecera y arranque en el arco Norte de los Montes (sierras de San Pablo, Milagro, Castañar y Yébenes), se encuentra accidentado -además de por numerosas formas de detalle escasa o medianamente destacadas- por una decena de relieves vigorosos ("serreta" de Nambroca, cerros de Layos, Pulgar, Noez, etc.), incluye retazos de glacis de acumulación y termina bruscamente, coincidiendo con un importante y reciente accidente tectónico, sobre el valle del Tajo.

Esta superficie, indudablemente de carácter erosivo, trunca dos macroestructuras hercinianas, nítidamente diferenciadas y separadas por una gran línea de dislocación, de edad finipaleozoica y hoy prácticamente carente de trascendencia directa en el relieve. Dichas macroestructuras son el Bloque metamórfico de Toledo y el Anticlinorio de Sonseca-Navahermosa, entre los que se desarrolla una estrecha franja milonítica, derivada del funcionamiento de la citada dislocación, de unos 500 m de anchura media, que representa una megafractura de dirección general E-W. El plano de fractura se inclina hacia el S con un buzamiento de unos 30°-40°, siendo su labio levantado el N, es decir, la Unidad Migmatítica.

Un tema de discusión entre los científicos que han estudiado la "Meseta Cristalina de Toledo", ha sido sobre su morfogénesis, es decir, cómo y cuándo se ha formado esta enorme plataforma rocosa. Tradicionalmente se pensaba que esta rampa constituía un "pedimento" de los Montes de Toledo formado a finales de la era Terciaria (Plioceno) bajo las condiciones de un clima tropical semiárido, en el que la erosión diferencial había labrado a modo de los "inselberg" tropicales. Sin embargo,

los estudios recientes que se han efectuado, por un lado, en los mantos de alteración que se disponen sobre el roquedo superficial de la "Meseta Cristalina", y por otro, en las distintas formaciones detríticas -tipo raña- que tapizan la misma, sugieren un origen para esta unidad geomorfológica mucho más antiguo al que se pensaba. Al parecer, su modelado se ha desarrollado en diferentes etapas geológicas y bajo condiciones climáticas muy diferentes.

En cuanto a los mantos de alteración, éstos se han formado sobre rocas graníticas y metamórficas y son especialmente notorios en aquellos parajes de la "Meseta Cristalina" bien conservados al no haber sido alcanzados por la erosión de los afluentes del Tajo. Su manifestación más visible son los suelos arenosos de muchas poblaciones de esta área (Ajofrín, Gálvez, etc.). Estas alteraciones se produjeron en épocas distintas y bajo climas diferentes y constituyen los testigos que nos proporcionan las claves para interpretar la morfogénesis de esta unidad geomorfológica. Así, la presencia de caolín en algunas zonas (San Martín de Montalbán) constituye una prueba de que esta rampa comenzó a formarse antes del Mioceno, pues estas arcillas son el resultado de una alteración muy antigua (premiocena) de la roca, posiblemente relacionada con climas de tipo tropical (Vázquez González, A., 1991).

Otro elemento que nos permite identificar las distintas fases morfogenéticas que han tenido lugar en esta zona, es la presencia de formaciones compuestas por materiales detríticos asociados a diferentes procesos de erosión y transporte que tuvieron lugar al final del Terciario y durante el Cuaternario. Cubren la superficie de la rampa y por tanto, allí donde se han conservado, tapan las antiguas superficies alteradas de la misma. Las más importantes son las llamadas formaciones de tipo "raña" de las que se han distinguido diversas familias con distinta edad: raña muy antigua (Pliocena) asociada a un glacis hoy casi desaparecido del que quedan restos en la superficie colgada que partiendo desde la base del cerro de Layos llega hasta el vértice de la Pozuela, cerca ya de Toledo; raña pliocuaternaria (final del Terciario y principio del Cuaternario) cuya superficie se asocia a un glacis de acumulación hoy bien conservado al pie de los Montes de Toledo (rañas del Castañar, rañas de

Navahermosa o rañas de San Martín de Montalbán); finalmente formaciones de tipo raña (coluviones) pertenecientes al Cuaternario antiguo y medio, según Vázquez González, A. et al., (1991).

Según Molina, E. (1991), el zócalo hercínico presenta restos de antiguos mantos de alteración, cuyas edades no ha sido posible precisar hasta la actualidad. En el caso del Macizo Cristalino de Toledo, tras los trabajos previamente realizados por Vaudour, (1979); Molina y Blanco, (1980), se ha puesto en evidencia que sobre dicho zócalo aparece un potente manto de alteración el cual había sido estudiado con cierto detalle en un solo perfil, que está situado próximo al km 44 de la carretera de Toledo a Navahermosa, bajo la raña (Molina et al., 1987).

El estudio micromorfológico de algunos perfiles de alteración que aparecen en la zona anteriormente citada (proximidades de Navahermosa) nos muestra que la alteración afecta incluso a los granos de cuarzo en las zonas profundas del perfil, presentándose corroidos y perforados, hecho que ha sido señalado por algunos autores en perfiles de alteración tropical (Duchaufour, 1970).

Según Molina 1980, la edad de esta alteración no ha sido posible hasta el momento establecerla con exactitud y además puede que no se trate de un sólo proceso de alteración sino de varios, pero por razones estratigráficas y a modo de interpolación podemos situarla (s) entre el final de la Orogenia Hercínica y la deposición del Cretácico medio -superior para esta área.

Posteriormente y dentro de un Proyecto de Investigación del C.S.I.C. se estudió una serie de perfiles de alteración en el interior de esta región, de los cuales Molina eligió el que se sitúa en la parte más externa de los Montes de Toledo, justamente en la zona de transición entre éstos y el Macizo Cristalino de Toledo, situado inmediatamente al N, para comparar los datos obtenidos en él con los publicados en el estudio del perfil semejante estudiado por ellos previamente, situado próximo pero ya en pleno Macizo.

A este perfil lo han denominado "del arroyo de Valdeálamos" por encontrarse en su margen izquierda, a unos 3 km al E de Navahermosa, junto al cruce de la carretera de Los Navalmorales y la que se dirige a Navas de Estena. El perfil presenta una parte inferior formada por el zócalo de granodioritas con cristales de feldespato de 3-5 cm de eje mayor. Hacia arriba aparece una zona de metamorfismo de contacto con unas series sedimentarias dadas como cámbricas por Aparicio (1971), buzando hacia el S. El techo del perfil lo constituye la raña que forma el piedemonte N de la Sierra de San Pablo y que aquí presenta una potencia de unos 3 m encontrándose a una cota de unos 770 m. El desnivel total del perfil es de unos 50 m y prácticamente en todo él el zócalo se presenta alterado, aumentando el grado de alteración hacia el techo.

Comparando los datos de ambos perfiles situados bajo la raña, se comprueba que los dos corresponden al mismo manto de alteración, pues presentan el mismo tipo de paragénesis, la misma disposición en la vertical, y también pertenece morfológicamente al mismo piedemonte de la Sierra de San Pablo. Esto manifiesta que dicho manto de alteración es general en toda la región, se presenta en posición de piedemonte bajo los relieves cuarcíticos de la Sierra de San Pablo, y es decapitado por la raña.

Hemos de tener en cuenta que en la Hoja nº 53 (Toledo) del mapa geológico de síntesis a escala 1:200.000 editado por el IGME en 1972, así como en el trabajo de Aparicio (1971), la cobertera detrítica carbonatada aparece dada como de edad pliocena. Sin embargo en el mapa geomorfológico a escala 1:50.000 de las hojas 629 y 657 (Toledo y Sonseca, respectivamente) editadas por el MOPU-Instituto Geográfico- Universidad Complutense (1988), esta cobertera se considera como raña dándole una edad Cuaternaria. La opinión de Molina es que ni morfológica ni geoquímicamente es comparable con la raña s.s.:

- Morfológicamente la raña s.s. se encaja por debajo de esta cobertera, en el W de la zona estudiada; es decir, es posterior a dicha cobertera.

- Geoquímicamente la raña s.s. representa unas condiciones de tipo ácido, más o menos pobres en carbonatos, en donde la dinámica del Fe y de la sílice son las más llamativas.

Aunque existen rañas con algunos horizontes carbonatados, estos siempre son minoritarios y aparecen en las zonas basales de esta formación.

En definitiva, piensa que la génesis y evolución de este tipo de superficies en la zona estudiada está más en consonancia con procesos de redistribución de materia a nivel interno que con mecanismos de grandes avenidas de aguas de tipo "sheet flood" de corta duración. Por lo tanto para él, al menos en esta zona de estudio, los procesos lentos pero continuados durante largo tiempo son los causantes principales de este tipo de formas.

Así pues, Molina dice que bajo la cobertera detrítica carbonatada del Macizo Cristalino de Toledo, o bajo la raña, también existen restos de un manto de alteración de idénticas características mineralógicas a las indicadas por Vaudour para el borde S del Sistema Central, siendo para él el manto de alteración anterior a las series neógenas que, hacia el E forman parte de la gran Cuenca terciaria de La Mancha.

Desde el punto de vista geomorfológico, los mantos alteríticos de calcita presentan las siguientes características:

- a) Micromorfológicamente se observan dos tipos de alteración. Por un lado, coincidiendo a menudo con rocas de tipo granítico, aquella adopta el aspecto de una geometría enrejillada inserta en los afloramientos de roca in situ; en ellos la alteración está determinada por un conjunto de falsos filones de reemplazamiento isovolumétrico con calcita; su orientación ha sido guiada, bien por la mayor porosidad que presentan algunas zonas de roquedo, o por la serie de diaclasas del mismo.

- b) Los testigos de la alteración calcítica se apoyan sobre diversos sustratos; igualmente se asientan sobre retazos topográficos y superficies bien desarrolladas, cuyos pretéritos niveles de base local han sido desarticulados por la incisión fluvial ejercida por la red fluvial desde el Cuaternario hasta los tiempos actuales. Este aspecto, que ya fue observado y analizado hace algún tiempo (Vaudour, 1979) reviste un interés especial, al no advertirse ni en aquel estudio ni en el de estos autores, síntomas de este tipo de alteración en aquellas formas deprimidas (valles, depresiones, etc.), elaboradas o modeladas durante el Cuaternario. De esta observación se desprenden dos hechos:
- Uno, de orden cronológico, que sugiere una edad pre-cuaternaria para los mantos alteríticos con calcita.
  - Otro, de categoría climática, que parece denunciar que las condiciones ambientales que originaron este tipo de alteración debieron ser diferentes a las que tuvieron lugar en esta zona durante el Cuaternario.
- c) La cartografía geomorfológica realizada sobre el terreno, ha puesto de manifiesto otro hecho, interesante: las alteraciones calcíticas se asientan sobre una topografía cuyos rasgos más importantes coinciden con la arquitectura que el relieve muestra en la actualidad; así, numerosos testigos de este tipo de alteración se ubican al pie de los denominados "montes-isla" (Vidal Box, 1943) y los contornean con especial relevancia al algunos de ellos (Cerro de Layos, por ejemplo).

Como resumen de lo expuesto anteriormente, según sus autores, González, J. A. et al. (1988-89), existen alteraciones con caolinita que corresponderían a un pre-mioceno. Siendo su espesor de 8 a 10 m, estarían escasamente representadas en los Montes de Toledo. Aparecerían en las fosas tectónicas, luego rellenas por materiales mesozoico-paleógeno.



Las alteritas con calcita son del Terciario Superior, aparecen debajo del vértice denominado "La Raña", claramente precuaternarias, no siendo igual que las alteraciones del Cuaternario, que no poseen calcita.

De más antiguo a más moderno estas alteritas están fosilizadas por:

- a) Materiales arcósicos miocenos
- b) Conjuntos detríticos, ¿más antiguos? al NE de San Martín de Pusa.
- c) "Formación de bloques"  $\approx$  o más antiguos que las facies Toledo (en "Casa Borril" y "Casa de Bañuelos" al N del pico de Noez) con granito.
- d) Materiales de raña asociados a glacis relictos: por ejemplo "Raña de Layos-Pozuela". Los análisis se han realizado en el "glacis detrítico Argés" (¿plioceno?) con carbonatos (calcita) y en el techo encostramientos.
- e) Las rañas no se adosan a las vertientes de los relieves cuarcíticos cercanos, sino que su arranque tiene lugar en la base de los mismos; tienen una notable forma de cono (el subrayado es nuestro), a la salida de unas topografías deprimidas, los "cañones".
- f) "Coluvios" tipo raña, del Cuaternario antiguo-medio. N del Cerro de Layos.

### III.5.3.2 El anticlinorio de Sonseca-Navahermosa

Este conjunto se corresponde con una gran estructura plegada en la era Primaria (durante la Orogenía Herciniana). A consecuencia de su gran antigüedad geológica, la erosión ha destruido casi completamente su primitivo volumen, del que hoy sólo quedan sus dos flancos. Estos, dispuestos de este a oeste y constituidos por pizarras y cuarcitas, se asocian a una serie de sierras, mientras que el núcleo de la estructura ha sido totalmente desventrado y en él afloran granitos.

El flanco septentrional originariamente constituía el borde norte de toda esta gran estructura plegada, pero hoy presenta un aspecto muy degradado por la erosión, por lo que tiene un carácter incompleto y discontinuo. En él destaca un conjunto de cerros aislados y pequeñas sierras cuarcíticas con buzamiento norte que se alzan sobre la topografía de la rampa: son los cerros de Noez, Pulgar, Layos y Nambroca. Tradicionalmente se los ha definido como montes-islas.

El flanco meridional constituye el borde de esta estructura y está integrado por rocas cuarcíticas del Paleozoico (Ordovícico) muy resistentes a la erosión y que buzaban hacia el sur. Sus roquedos conforman la primera alineación de los Montes de Toledo (sierras de los Yébenes, Castañar, San Pablo y Corral de Cantos). (Muñoz Jiménez, J., 1991).

Como es bien sabido, las rañas de esta provincia, según mapa de localización de las mismas Figura 3.39, son glaciares de acumulación, de extraordinaria planitud por lo normal, constituidos por una formación fanglomerática compuesta por cantos empastados en una matriz arcillo-arenosa intensamente roja. Dichos glaciares tienen siempre su cabecera en la base de los relieves destacados cuarcítico-pizarrosos -arco septentrional de los Montes de Toledo y conjunto de los montes-islas, en nuestro caso-, los cuales constituyen el área-fuente de sus materiales, y se apoyan sobre la rampa cristalina fosilizando los restos, de muy desigual espesor según los lugares, del manto de alteración de las migmatitas y el granito. En el área analizada, pese a ser un elemento muy significativo del paisaje morfológico, no alcanza una gran extensión y continuidad debido, en primer lugar, a que, dado el reducido volumen orográfico de los cerros y alineaciones de los que proceden, no alcanzaron en el momento de su génesis una importancia comparable a la que presentan en otros sectores inmediatos del interior y del borde noroccidental de los Montes y, en segundo lugar, a que, al haber quedado con posterioridad en la cuenca cortos pero activos cursos fluviales, han sufrido una intensa fragmentación y destrucción, que los ha dejado reducidos a pequeñas mesas detríticas aisladas o cortas llanadas detríticas adosadas a las sierras o cerros.

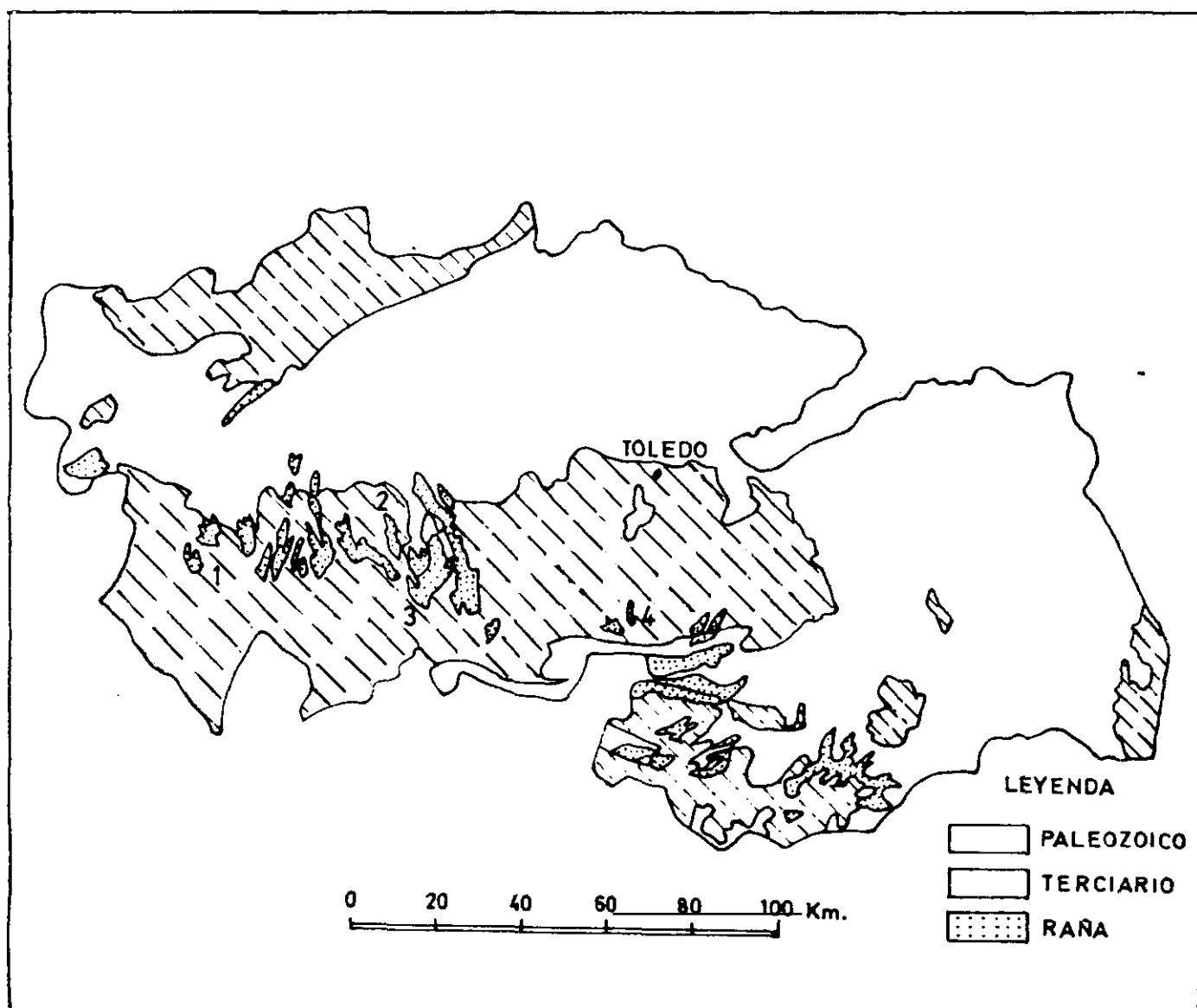


Figura 3.39 Mapa de localización de las rañas en la provincia de Toledo

- 1 Espinoso del Rey
- 2 Navahermosa
- 3 Los Navamorales
- 4 Sonseca

Al S del anticlinorio de Sonseca se sitúan Los Montes de Toledo cuya estructura aparece definida por una serie de pliegues que, en conjunto, determinan una sucesión de sinclinales y anticlinales de amplio radio y de dirección E-W. La transición entre el Macizo Cristalino de Toledo y los Montes de Toledo se hace por medio de un frente de sierra tanto más elevado cuanto más hacia el W. Por el contrario hacia el E, tanto el Macizo Cristalino de Toledo, como los propios Montes de Toledo, se sumergen suavemente bajo la cobertera formada por las series terciarias de La Mancha. Así, en las proximidades de Villanueva de Bogas, la Unidad Migmatítica es cubierta por dicha cobertera. Es importante señalar que en esta área se identifican los restos de un potente manto de alteración que afecta al zócalo, el cual aparece a unos 640 m de altitud. Restos de este manto de alteración los vamos a encontrar en todo el Macizo Cristalino de Toledo, más o menos cubiertos por materiales cuyas edades pueden ir desde un Neogeno no bien precisado (proximidades de Sonseca) hasta la propia raña (proximidades de Navahermosa), estando más elevado hacia el W. En definitiva el bloque elevado del borde S de la fosa del Tajo se encuentra basculado hacia el E. (Molina, E., 1991).

En contraste con las opiniones vertidas hasta ahora, Muñoz, J. (1986) escribe: El hecho de que el manto de alteración no se encuentre intacto bajo las rañas, sino que presente un paleorreliieve relativamente irregular, indica que la morfogénesis de las mismas, indudablemente desarrollada bajo condiciones de aridez, dada sus facies sedimentaria y su modo de deposición<sup>(4)</sup>, no fue inmediata a la gran fase biostática finimiocena. Los caracteres del citado paleorreliieve, en el que se pueden reconocer amplios canales, así como la forma de contacto de la formación fanglomerática con la serie miocena inmediatamente al Oeste de la meseta cristalina, reposando directamente sobre el tramo arcósico inferior por medio de una superficie de discordancia erosiva muy irregular, suscitan la idea de que desde el comienzo del Plioceno se establecieron unas condiciones morfogenéticas muy favorables para la acción fluvial, la cual hizo desaparecer en la mayor parte de la fosa del Tajo el tramo calizo pontiense y, en el área analizada, erosionó irregularmente los niveles

---

<sup>(4)</sup> Sic en el original

superficiales alterados del granito y las migmatitas, sin llegar no obstante a evacuarlas, especialmente en la mitad sur de la rampa.

Las citadas condiciones, con mucha probabilidad templado-húmedas, cesaron bruscamente al final del período, o quizá ya a comienzos del Pleistoceno, dando paso a una corta pero muy eficaz crisis morfoclimática árida y fría, en la que se produce una fortísima fragmentación de las cuarcitas de las cumbres de los cerros y alineaciones y un arrastre masivo de los clastos resultantes de la misma, empastados en los materiales arcillosos resultantes de la alteración de las pizarras de las vertientes<sup>(5)</sup>, por grandes sistemas esporádicos de escorrentía laminar.

La formación y la extensión al pie de los relieves destacados de estas masas fanglomeráticas determinó el colapso -al menos parcial- de la red hidrográfica pliocena y la génesis sobre la vieja rampa rocosa de extensas áreas de glaciales detríticos de acumulación, las rañas, las cuales sin embargo en modo alguno llegaron a recubrir mayoritariamente los afloramientos del roquedo cristalino.

Tras la morfogénesis de las rañas las condiciones climáticas cambian: la aridez se atenúa sustancialmente y la escorrentía de las aguas se concentra y vuelve a organizarse en una red de cursos fluviales, que en parte recupera viejos trazados pliocenos y que básicamente es la que sigue funcionando en la actualidad.

Esta unidad forma un antiguo altiplano progresivamente levantado hacia el Sur, y ligeramente basculado hacia el NW. Es una superficie con una altitud media de 700 m, con un paisaje de lomas y suaves depresiones, incidida por algunos valles encajados y accidentada por un conjunto groseramente alineado de relieves aislados que emergen de la meseta, y que constituyen los cerros de Almonacid, Layos y Pulgar, así como la serreta de Nambroca, (Muñoz Jiménez, J., 1986).

---

<sup>(5)</sup> No parece lógico que se produzca alteración de las pizarras de las vertientes en un clima frío y árido.

### III.5.3.3 Geología del entorno

Los suelos se desarrollan a partir de una litología y un relieve que son consecuencia, a su vez, de una tectónica y de una serie alternante de procesos de erosión y sedimentación de las distintas litologías y materiales, aspectos que explica la geología.

Desde el punto de vista geológico la disposición de los materiales determina tres zonas muy diferenciadas. Los materiales más antiguos se localizan según podemos ver en la Figura 3.40, sobre los Montes de Toledo, al Sur de la Jara, y de la Vega de Toledo, y también al NW de la Sierra de San Vicente. Se trata de materiales paleozoicos, que conservan las direcciones hercínicas. En la actualidad, estos parajes se presentan completamente cratonizados, y reducidos a "penillanura", tras la acumulación de los materiales detríticos procedentes del Sistema Central y del extremo occidental de los Montes de Toledo.

El Cámbrico ocupa amplias zonas en la comarca de La Jara, sobre el Macizo de Rocigalgo, en alternancia con el Ordovícico, al sur de Toledo (Noez y Sierra de Nambroca), y sobre las Sierras de las Guadalerzas y del Pocito. Sus materiales predominantes son conglomerados, cuarcitas, areniscas, pizarras y calizas.

El Silúrico indiferenciado se localiza tanto sobre materiales cámbricos como junto a formaciones miocénicas en las estribaciones de los Montes de Toledo. Se compone de una base cuarcítica con un tramo superior de ampelitas. Todas estas cuarcitas, entraron en contacto con los amplios macizos graníticos de rocas plútonicas ácidas.

Los depósitos miocénicos, de materiales sedimentarios, frecuentemente *detríticos, resultantes de una erosión fluvial terciaria del Neogeno Inferior*, configuran una segunda zona que tiene más representación en toda la provincia.

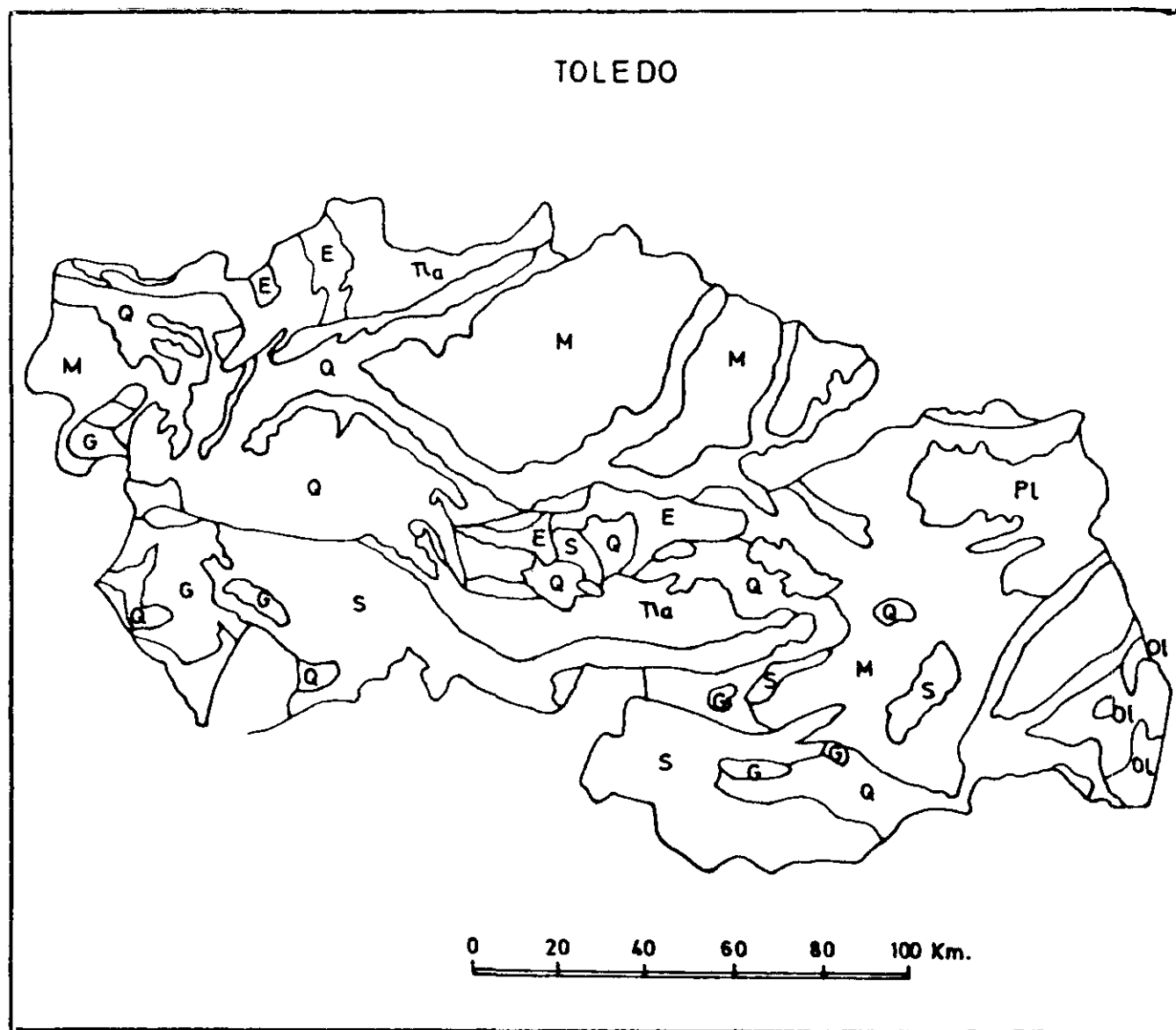


Figura 3.40 Mapa geológico provincial

### LEYENDA - GEOLOGICO DE TOLEDO

<b>Q</b>	CUATERNARIO
<b>PL</b>	PLIOCENO
<b>M</b>	MIOCENO
<b>OI</b>	OLIGOCENO
<b>S</b>	SILURIANO
<b>G</b>	CAMBRIANO
<b>E</b>	ROCAS METAMORFICAS
<b>Pa</b>	ROCAS PLUTONICAS ACIDAS



El Mioceno más antiguo (inferior) está constituido por conglomerados y arenas en la zona al norte de La Jara, así como al sur y suroeste de Talavera; y algo más al sur, en donde se presenta en forma de arcillas y gravas en contacto con las rañas pliocénicas y afloramientos graníticos del zócalo paleozoico.

Formaciones del Neogeno Superior (Plioceno): de origen algo más reciente, es una sedimentación detrítica que ocupa gran extensión en la provincia de Toledo y cuyos sedimentos son de dos tipos, uno muy grosero, formado fundamentalmente de canturral de cuarcitas, la denominada "raña" constituidos por cantos muy rodados<sup>(6)</sup>, con escasa proporción de dolomía y caliza, y otro más fino constituido fundamentalmente por arenas arcósicas, sedimento conocido como "Facies Madrid" cuando son de color pardo amarillento y "Facies Toledo" cuando son de tono más rojizo. No obstante, ello deriva de la falsa identificación entre cualquier Plioceno y las rañas.

La tercera zona está constituida por depósitos cuaternarios tanto sobre la cuenca del Tajo y de sus afluentes como rellenando las depresiones y contactos de las anteriores formaciones. Su litología y granulometría es muy variada: derrubios de ladera de las sierras cuarcíticas, mezclados con arcillas; conos de derrubios; sedimentos aluviales detríticos con arenas y cantos, etc.

#### **III.5.3.4      Hidrografía**

Las dos cuencas hidrográficas que reciben aguas de cursos toledanos son la del Tajo al norte y la del Guadiana al sur, separados por el umbral de los Montes de Toledo. Son ríos mayores que encauzan sus aguas hasta la vertiente atlántica.

El Tajo toca por primera vez la provincia, en su extremo nororiental, sobre el término municipal de Santa Cruz de la Zarza, dibuja el borde septentrional de la Mesa

---

<sup>(6)</sup>      Nótese que aquí se afirma sin paliativos que los cantos de la raña están muy rodados, lo que supondría un origen fluvial.

de Ocaña, y tras adentrarse en la provincia de Madrid y recibir las aguas del Jarama, determina el límite inferior de la comarca de La Sagra, introduciéndose definitivamente en tierras toledanas. Con un recorrido de unos 300 kilómetros, cruza la provincia de Este a Oeste.

La asimetría es una de las características más marcadas de la cuenca de este río, tanto en sentido topográfico -las cumbres que sirven de divisoria respecto a la cuenca del Duero, son mucho más altas que las que le separan del Guadiana-, como en sentido climático. Esta disimetría va a tener una serie de repercusiones importantes en la configuración de la cuenca en tanto que determina a su vez la existencia de fuertes diferencias entre los afluentes de la margen derecha -de mayor recorrido y caudal-, y los que llegan por su orilla izquierda.

Entre los tributarios del Tajo que realmente contribuyen a aumentar el caudal de este río, tenemos los que proceden sobre todo del Sistema Central, así el Jarama con sus afluentes Manzanares, Henares y Tajuña. Todos estos ríos, salvo el Manzanares, tienen su nacimiento en tierras castellano-manchegas; así el Jarama nace en la parte del Sistema Central que se sitúa dentro de la provincia de Guadalajara, el Henares, cuya cabecera se ubica en la Sierra Ministra, y el Tajuña que *procedente de la Cordillera Ibérica atraviesa los terrenos calcáreos*. Así como el Guadarrama, Alberche y Tiétar.

Los afluentes del Tajo por la izquierda son bastante más numerosos, de corriente más rápida por proceder de los Montes de Toledo, no rebasan los límites provinciales, y en general poseen menor caudal y curso. La acción erosiva reciente de los ríos Algodor (101 km), que constituye los embalses del Castro y Finisterre; El Guajaraz (36 km), que forma el del mismo nombre, entre los términos de Argés, Casasbuenas y Layos; el Torcón (42 km), con el embalse de Torcón, en Menasalbas, de la Rosa, etc., han provocado la formación de amplias vallonadas en la superficie de la "Meseta Cristalina", que han dejado colgadas las superficies y materiales antes citados y han puesto al descubierto formas modeladas en las migmatitas y granitos (tors, dorsos de ballenas, etc.), mientras que en el borde norte de la rampa, el

encajamiento de estos arroyos, buscando el nivel de base del río Tajo, ha producido, a veces, importantes cañones como el del Torcón.

El Tajo presenta en todo su perfil un régimen pluvial con estiajes poco marcados, si bien algunos de sus tributarios presentan, al menos en cabecera - principalmente los procedentes del Sistema Central-, un régimen pluvio-nival caracterizado por una escorrentia en cuyo volumen influye la fusión de las nieves.

### III.5.3.5 Clima

El clima que caracteriza a la provincia de Toledo es el mediterráneo templado, de matiz continental ("Csa" según la clasificación de Köppen)<sup>(7)</sup>. Sin embargo, la disposición del relieve y su relación con los flujos dominantes producen unas características microclimáticas que permiten diferenciar un clima local en el valle medio del Tajo, que cubre las comarcas de la Mancha, Montes de Los Yébenes y Montes de Navahermosa, gran parte de La Jara y Sagra-Toledo, y una pequeña zona del norte de las comarcas de Talavera y Torrijos.

Se caracteriza por un régimen de humedad "mediterráneo seco", que tan sólo sobre los Montes de Toledo se torna "mediterráneo húmedo".

Dentro de la zona de rañas que se extienden al pie de los Montes de Toledo, entre los ríos Pusa y Torcón, hemos elegido la estación de Villarejo de Montalbán, perteneciendo a la cuenca del Tajo, en el valle del Cedena a la altura de los sectores finales de éste, según podemos ver en el Cuadro 3.9, en las temperaturas se registran grandes diferencias entre los valores del verano y del invierno, con una oscilación térmica anual de 20°C que refleja claramente el carácter continental del clima. Los estíos son muy calurosos en el valle y más frescos en la "Meseta Cristalina" debido a su mayor altura.

---

<sup>(7)</sup> Toledo capital poseería una fórmula de Köppen Cs"a<sub>3</sub>s', (López Gómez, J. y A., 1959) por el frescor del invierno, las dos estaciones lluviosas equinocciales, siendo el otoño más lluvioso que la primavera.

**CUADRO 3.8**

Estación VILLAREJO DE MONTALBAN (Toledo)	Meses												
	E	F	M	A	My	J	Jl	Ag	S	O	N	D	AÑO
Temperatura media °C	5,9	7,5	10,0	13,0	18,0	22,0	26,4	25,7	21,3	19,2	9,6	6,0	15,1
Precipitación mm	53	55	38	43	39	31	4	8	43	50	50	50	464

Según podemos ver en las Figuras 3.41 y 3.42, correspondientes a las isotermas e isoyetas anual, la citada estación está comprendida entre las isotermas de 14°C y 16°C, y las isoyetas de 400 y 500 mm.

El diagrama ombrotérmico que representa la estación Figura 3.43, nos permite conocer con más detalle el perfil anual de la distribución de temperaturas y precipitaciones. En cuanto a las primeras, se dan máximas de 25,9°C de media anual en julio, registrándose las mínimas de 5,2°C y 6°C en enero y diciembre. Las precipitaciones, por su parte, se encuentran muy desigualmente repartidas pues la época que acapara casi la totalidad del agua de lluvia tiene lugar entre diciembre y abril, mientras que la sequía, con las lógicas variaciones interanuales, abarca los meses de julio y agosto. Entre ambos extremos se sitúan los períodos de abril-mayo y septiembre-octubre, de características térmicas y pluviométricas intermedias. Pertenece al segundo tipo de clima, que se extiende sobre las comarcas de Talavera y Torrijos y parte de las de la Sagra-Toledo y La Jara.

El cálculo de las temperaturas se puede observar en el Cuadro 3.10 y Figura 3.44, en donde se recogen los datos correspondientes. Este observatorio meteorológico de la provincia de Toledo, suele padecer temperaturas máximas absolutas altas en verano, por lo que en los meses de julio y agosto suelen estar próximas a los 40°C. Estos registros tan elevados se deben por un lado, a que en esta área con una altura media de 533 m, queda muy cerrada a las corrientes de aire externas que pueden

# TOLEDO

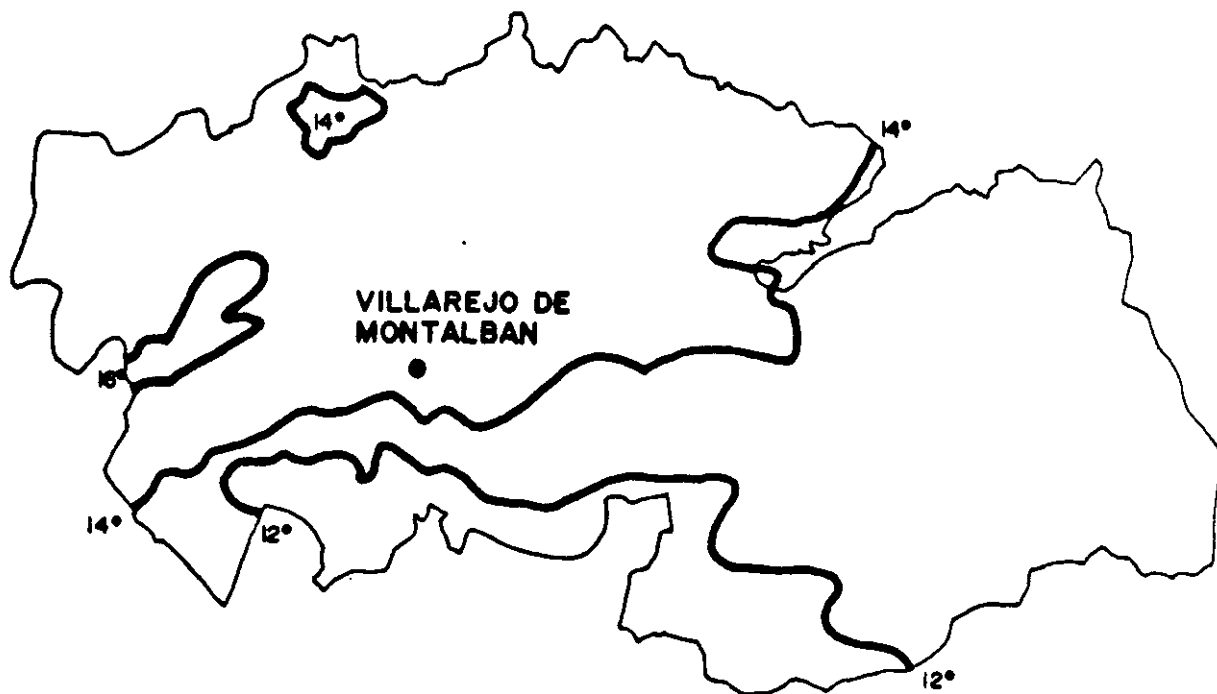


Figura 3.41 Isoterma anual

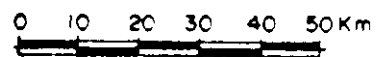


Figura 3.42 Isoyeta anual



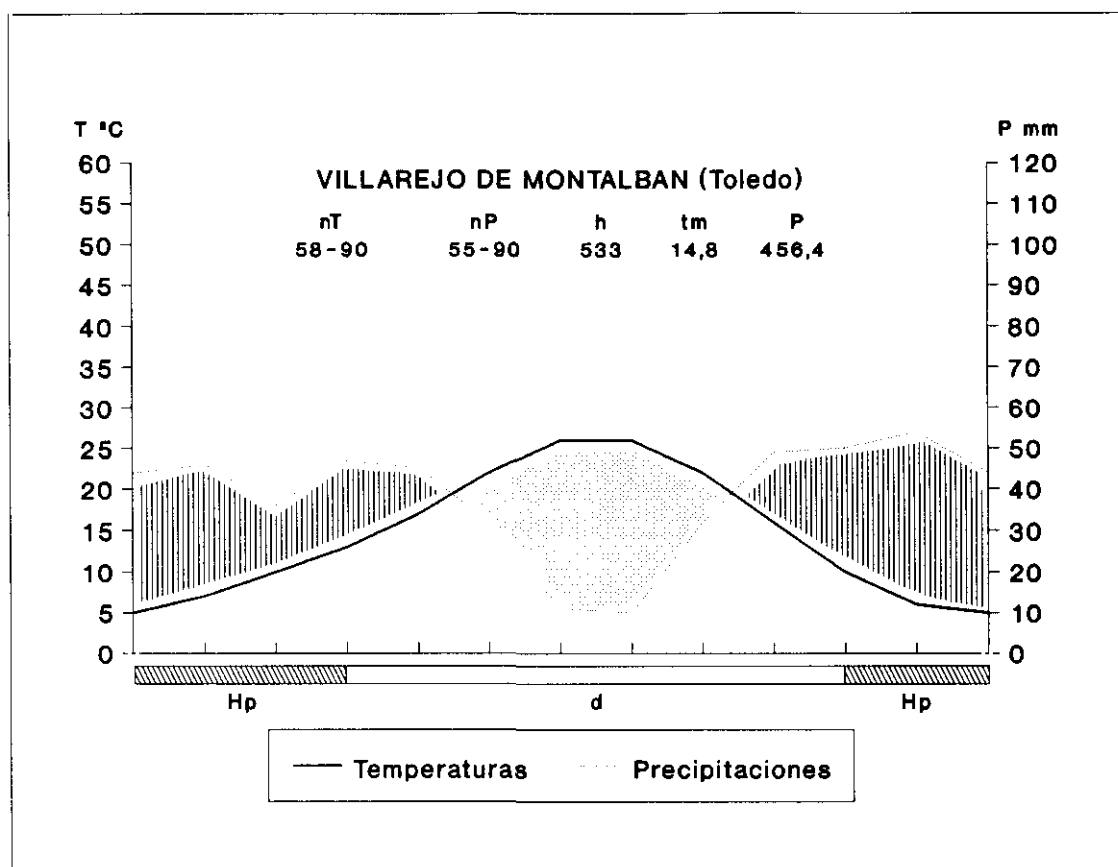


Figura 3.43 Diagrama ombrotérmico

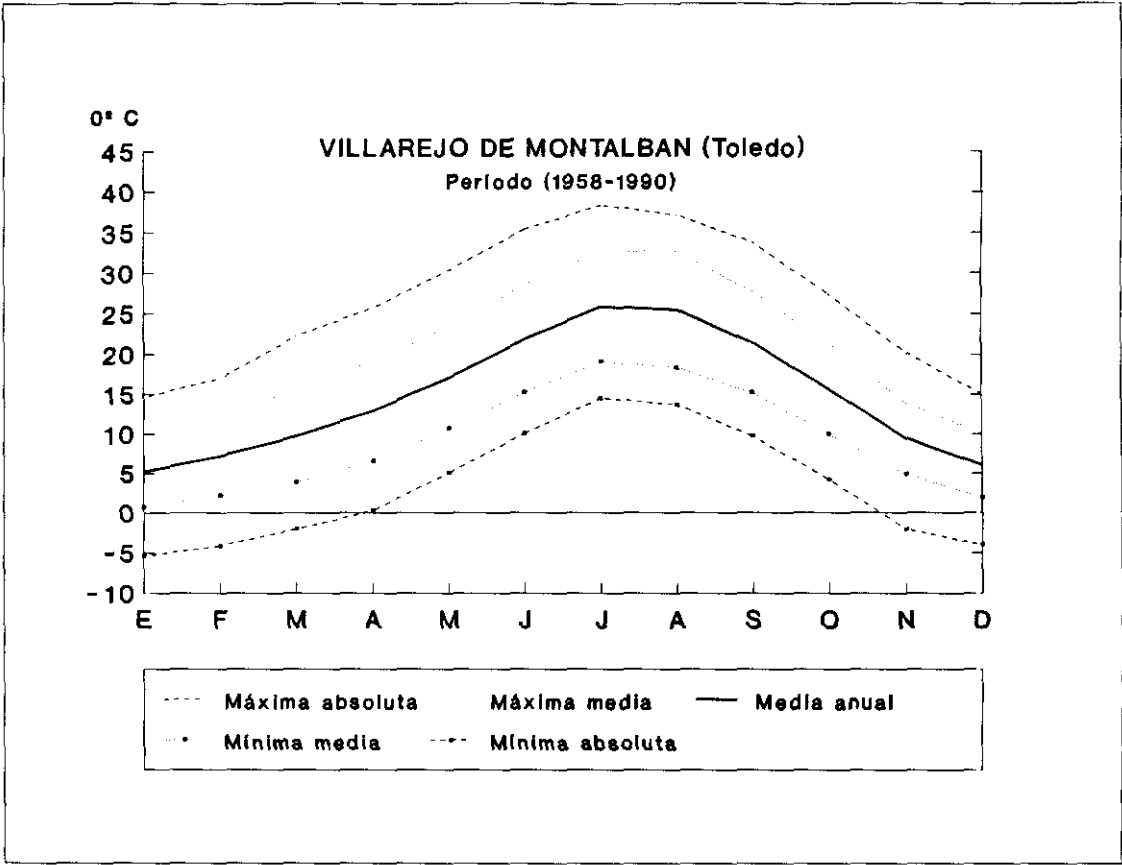


Figura 3.44 Diagrama de temperaturas

CUADRO 3.10. REGIMEN DE TEMPERATURAS

(Período 1958-1990)

Estación VILLAREJO DE MONTALBAN (Toledo)	MESES											
	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC
TMxab	14,6	17,0	22,3	25,7	30,3	35,5	38,4	37,2	33,9	27,5	20,3	15,1
TMx	9,8	12,1	15,7	19,1	23,4	28,6	32,7	32,8	27,8	21,4	14,0	10,1
tmx	0,6	2,2	3,9	6,6	10,7	15,2	19,1	18,4	15,2	10,0	4,9	1,9
tmxab	-5,4	-4,1	-2,0	0,2	5,1	10,1	14,5	13,7	9,8	4,2	-2,1	-4,0
Media	5,2	7,2	9,8	12,9	17,1	21,9	25,9	25,6	21,5	15,7	9,5	6,0

TMxab = Media de la temperatura máxima absoluta  
TMx = Media de la temperatura máxima  
tmx = Media de la temperatura mínima  
tmxab = Media de la temperatura mínima absoluta  
Media = Media de la máxima y mínima

FUENTE: Instituto Nacional de Meteorología.  
Elaboración propia

refrescar el ambiente y por otro, al efecto térmico de la bolsa de aire caliente que se concentra en esta zona durante algunos días de verano. En invierno, las temperaturas medias no son extremadamente frías (5,2°C en enero), sin embargo las mínimas absolutas son muy bajas ya que muchos días registran temperaturas por debajo de 0°C e incluso de -5,4°C en enero, -4,1°C en febrero y -4,0°C en diciembre. Por lo tanto otra variable a tener en cuenta y que está relacionada con la temperatura es el número medio anual de días de heladas. El primer mes después del verano donde se produce por lo menos un día de helada es en noviembre y el mes de primavera donde se producen las últimas heladas es el de abril. Los meses de diciembre y enero tienen más de 10 días de helada. Están asociadas generalmente a la fuerte radiación nocturna que se produce en condiciones anticiclónicas, siendo la oscilación térmica de 20,7°C.

III.5.3.5.1 Período libre de heladas

Por período libre de heladas se entiende el intervalo comprendido entre la última helada de primavera y la primera de otoño.



Para estimar la fecha de la última helada de primavera se ha utilizado el criterio de Emberger, según el cual el riesgo de heladas es pequeño o nulo cuando la temperatura media de las mínimas excede 7°C. El riesgo de que se presente la helada después de esta fecha en que se alcanza este umbral es pequeño o nulo y puede estimarse en un 10 a 15%.

Otro aspecto importante a tener en cuenta es el tipo de suelo. En los suelos francos y arcillosos, la oscilación térmica diaria es menor, si bien su conductividad térmica es mayor, penetrando más profundamente el flujo de calor hacia las capas más profundas del suelo, lo que constituye una reserva de energía que será cedida a las capas superiores del terreno en situaciones de fuerte irradiación nocturna, siendo pues, generalmente menor, el riesgo de helada sobre este tipo de suelos que sobre los arenosos con una baja conductividad térmica.

La curva de la Figura 3.45, se caracteriza porque las precipitaciones diarias se distribuyen en dos períodos, que serían los meses más lluviosos de primavera, seguidos por los de otoño. El invierno constituye una estación intermedia, mientras que el verano es claramente la época más seca del año, separados por una corta sequía en el verano durante los meses de julio y agosto. De octubre a mayo -ambos inclusive- se aprecia una sensible regularidad en las cifras de agua precipitada, sin que se pueda localizar en unos meses determinados la existencia de un máximo pluviométrico claro. En los sectores donde la pluviosidad anual es de más de 450 mm anuales, lo normal es que registren durante este período valores mensuales de entre 40 y 60 mm, siendo en nuestro observatorio la media anual de 456,4 mm. Es preciso no obstante, señalar que dentro de estos márgenes, noviembre y diciembre parecen esbozar dos máximos. Por otra parte, marzo suele manifestar como un intervalo de pluviosidad relativamente menor entre febrero y abril.

Junio, con lluvias de alrededor de 31 mm, viene a significar una cierta transición hacia la sequía estival; septiembre con una pluviosidad prácticamente idéntica, viene a presentar el mismo papel al final del verano. El número de días de precipitación tiene el mismo carácter intermedio, siempre lo mismo que los milímetros

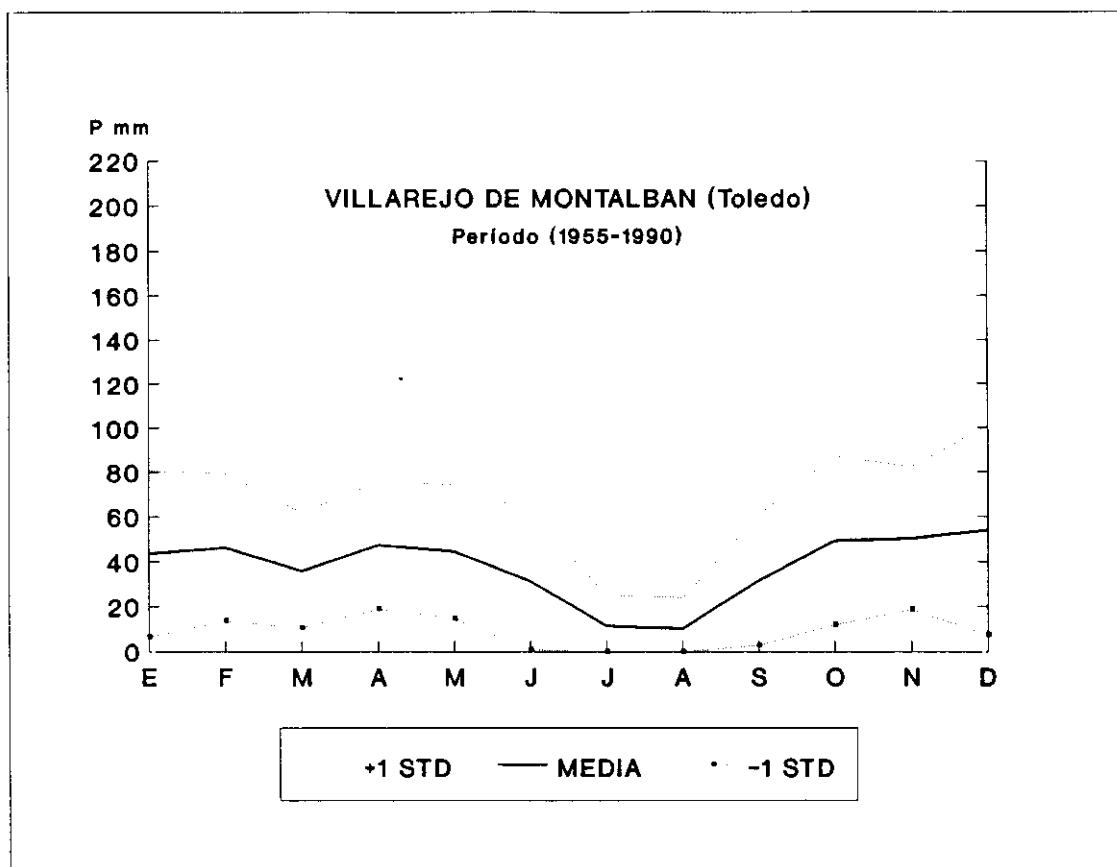


Figura 3.45 Diagrama de precipitaciones

de agua precipitada, queda mucho más cerca de los "ocho meses lluviosos" que de los "dos meses secos".

Julio y agosto constituyen un período durante el que prácticamente no llueve. En ninguno de los dos se alcanzan los 15 mm, siendo lo más frecuente valores de 10 y 11 mm, y lo normal es que agosto sea el que da el mínimo.

Aplicando la clasificación de Köppen, para este observatorio estudiado, resultaría que el clima de esta área estaría definido por las siglas Csa<sub>3</sub><sup>(8)</sup>.

Se caracteriza por un régimen de humedad "mediterráneo seco", con un tipo de invierno "Avena cálido" (Av), y de verano "Algodón más cálido" (G). El régimen térmico es subtropical cálido (SU), y el régimen de humedad, "Mediterráneo húmedo" (ME), dando por ello un tipo de clima Mediterráneo subtropical (SU,ME).

Este espacio se puede incluir dentro del piso bioclimático llamado mesomediterráneo, que se caracteriza por una temperatura media anual de 14,8°C.

### III.5.3.6 Vegetación

La vegetación de este territorio, como el de otros, está condicionada por una serie de factores; unos de índole natural (situación geográfica, clima, suelos, etc) y otros de tipo humano-cultural.

Vemos que a pesar de la deforestación de casi la mitad de su superficie y de la degradación antrópica, la vegetación de los Montes fue originariamente un bosque de quercíneas silíceas, que posteriormente por la degradación de las quemas, carboneo, pastoreo y roturaciones ha ido desapareciendo, pero sin embargo los restos que quedan y los sectores en que aún se conserva el monte, frecuentemente

---

<sup>(8)</sup> No debe clasificarse con más siglas pues no posee claramente 2 períodos lluviosos diferenciados por un mínimo secundario.

transformado en matorral, permite hacerse una idea de cuáles eran las especies fundamentales de la vegetación originaria y la localización y caracteres de sus áreas.

La zona sur de Toledo como Ajofrón y Navahermosa, pertenece a la provincia corológica Luso-Extremadurensis que ocupa la mayor parte del cuadrante suroccidental de la Península Ibérica y dentro de ella al sector toledano-tagano, que incluye la mitad occidental de la provincia de Toledo, y dentro de Castilla-La Mancha está ampliamente representado en el oeste, cuyas sierras más significativas son (Montes de Toledo, Sierra Morena, etc.).

La vegetación climax de este espacio sería el bosque de encinas (*Quercus rotundifolia*). Teniendo en cuenta el carácter más ácido o básico de los suelos la encina viene acompañada por espacios diferentes. En las zonas ácidas predomina el encinar silicícola acompañado por peralillos silvestres o piruétanos (*Pyrus bourgaeana*) y otras especies como: acebuches (*Olea europea*); jaras (*Cistus ladanifer*) aulagas (*Genista hirsuta*), etc.

---

Sin embargo, estos bosques climácicos han desaparecido casi por completo debido a la intervención humana.

El bosque basófilo de encinas ha sido sustituido en una primera etapa serial por el monte bajo o coscojar con pistacias (*Pistacia terebinthus*) y efedras, junto con otras especies menores del bosque primitivo. Otra etapa de mayor degradación es el tomillar (*Thymus vulgaris*) y el espartizal (*Macrochloa tenacissima*).

El bosque silícola de encinas ha evolucionado hacia las siguientes etapas seriales: matorral a base de jara y aulaga; retamar (*Retama sphaerocarpa*) con piorno blanco (*Cytisus multiflorus*); y por último, la fase más regresiva sería pastizal.

El área del *Quercus pyrenaica* recibe generalmente en los Montes la denominación de roble, sin ningún adjetivo.

La vegetación eminentemente silicícola, se compone de encinares en las dehesas bajas, alcornocales en las cuerdas de las serranías y melojares en las umbrías más húmedas y en las alturas supramediterráneas.

### **III.5.3.7      Localización y descripción de las áreas de estudio**

Nuestra área de muestreo está comprendida en la zona Sur de Toledo, entre el río Tajo, al N y las sierras más septentrionales de los Montes de Toledo al S. Según se puede comprobar en las Figuras 3.46 y 3.47, constituye una plataforma elevada unos 300 m por encima del actual cauce del citado río que, en esta zona, se localiza entre los 430-450 m de altitud.

Estación de San Juan de Dios, llamada por los lugareños Casita de papel está realizada a 39° 47' 20" de latitud norte y a 0° 21' 25" de longitud oeste en el glacis acumulación<sup>(9)</sup>, que forma la raña de Cobisa. Esta unidad se sitúa en la superficie de erosión de la rampa cristalina, sobre la formación alterada o saprolítica; ocupa una posición central en el sector de la meseta, y se extiende más de 10 km desde la base de la vertiente norte del cerro de Layos hasta el vértice de Pozuela. Constituye una superficie en resalte en el centro del interfluvio entre el arroyo de la Rosa y el río Guajaraz, con una superficie culminante plana, que desciende suavemente en dirección norte, con un paisaje llano y sin morfología de detalle.

En ella podemos apreciar que se trata de una formación fanglomerática de matriz arcillo-arenosa de color rojo, con cantos poco desgastados de cuarcitas y, en menor proporción de pizarras, que se apoya sobre un manto de alteración degradado. Tiene una potencia de unos 20 m, en la cabecera y de 10 m en el resto de su extensión.

---

<sup>(9)</sup> El término "glacis de acumulación" tiene aquí, y por lo general para nosotros, un sentido descriptivo, no genético.

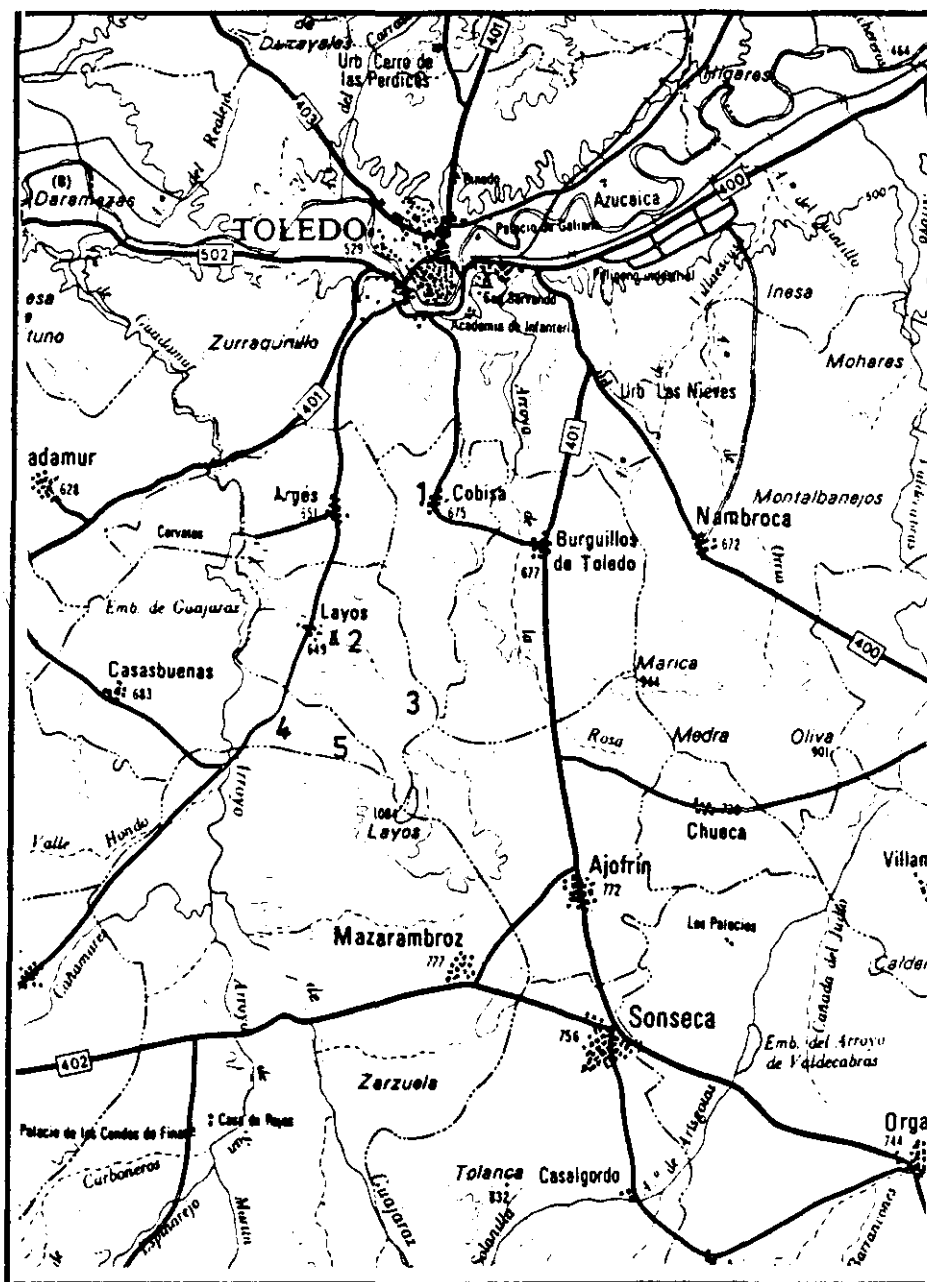


Figura 3.46 Mapa de situación geográfica de la zona S de Toledo

- 1 San Juan de Dios
- 2 Layos
- 3 Don Benito
- 4 La Higuera
- 5 La Celada

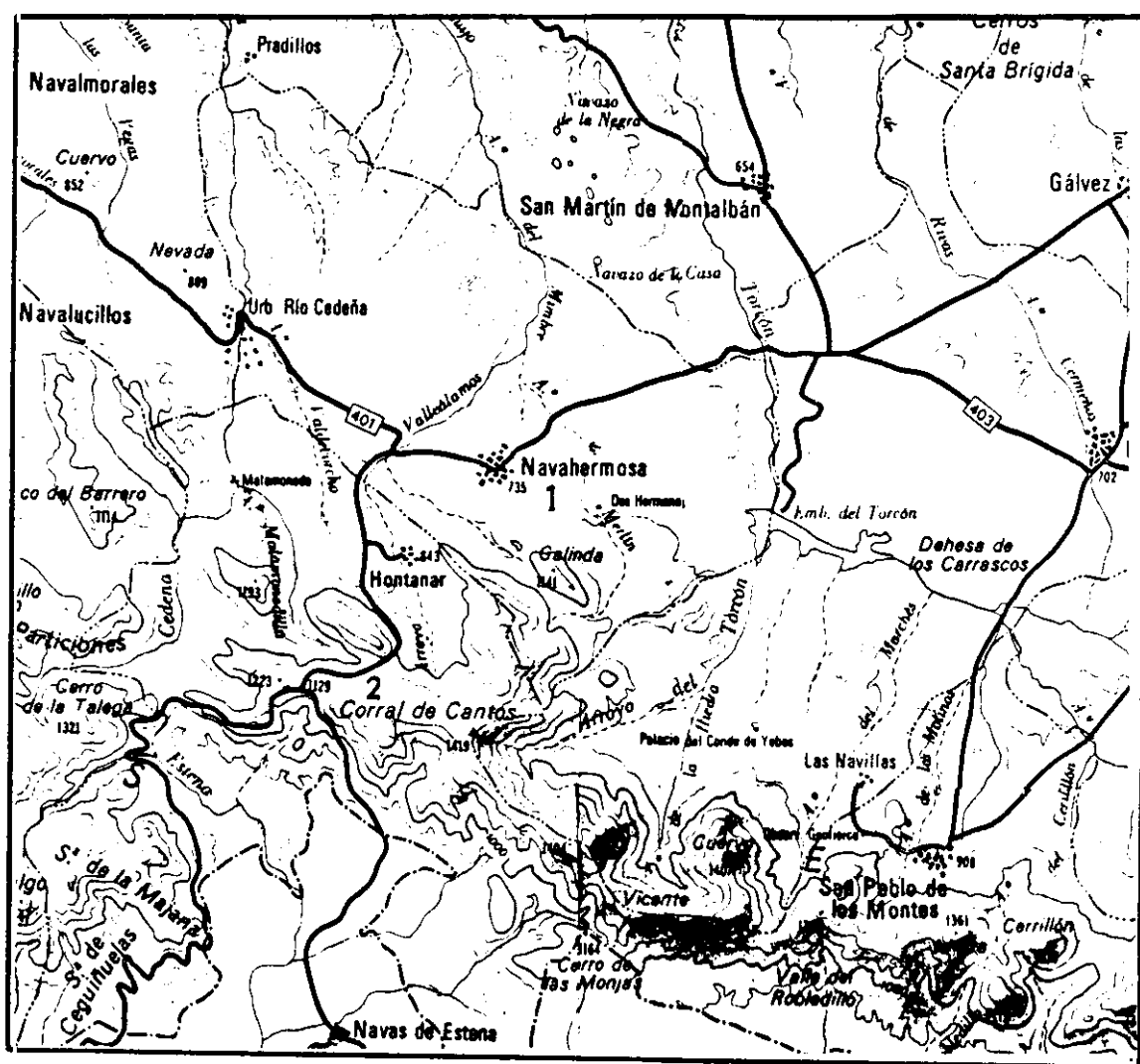


Figura 3.47 Mapa de situación geográfica de la zona de los Montes de Toledo

- 1 Navahermosa
- 2 Corral de Cantos

La estación de Layos, fue realizada a 39° 46' 35" de latitud norte y a 0° 22' 55" de longitud oeste, en la pedrera que se encuentra a la salida de Layos. Tiene una topografía tendida y plana de una gran amplitud y está formada por depósitos fanglomeráticos con matriz arcillo-arenosa de color rojo, empastando cantos poco desgastados de cuarcita, y en menor proporción de pizarras. Se ha tomado muestra para comparar con la de las rañas indiscutibles.

La estación de Ajofrín, está realizada a 39° 44' 55" de latitud norte y a 0° 19' 20" de longitud oeste, a la altura del km 86 de la carretera de Madrid a Ciudad Real, en un camino que sale de dicho kilómetro hacia el Cerro de Don Benito y el Cerro del Molino con unas altitudes de 844 y 805 m respectivamente. La muestra fue tomada a ras del suelo al no existir ningún corte.

La de la Hiqueruela, fue realizada a 39° 43' 50" de latitud norte y a 0° 23' 30" de longitud oeste, a la altura del km 9 de la carretera local de Toledo a Ventas con Peña Aguilera, en un camino que parte del citado kilómetro. Tampoco hemos encontrado ningún corte para la toma de muestra, por lo que la hemos recogido de la superficie del suelo. El terreno es muy llano y las formas que podemos apreciar apenas se articulan como pequeñas vallonadas.

La Celada, está realizada a 39° 45' 20" de latitud norte y a 0° 20' 20" de longitud oeste, a la altura del km 12 de la carretera local de Toledo a Ventas con Peña Aguilera, en un camino que parte del kilómetro anteriormente citado, a unos 4 km de la carretera. Debido a que no existía ningún corte la muestra la hemos tomado del suelo. Es una zona de gran canturral en el que los cantos están muy rodados y se encuentran grandes bloques de granitos. La altitud de la zona es de 791 m, y en la cual se suele encontrar el albero, como lo llaman las gentes del lugar, y que no es otra cosa que la tierra blanca caliza que se encuentra a la caída de los cerros o lomas que existen por estos parajes.



Podríamos resumir esta área de Toledo-Sonseca<sup>(10)</sup> Figura 3.48, en el siguiente esquema:

- Superficie 17 km<sup>2</sup>
- Altitud del ápice 798 m
- Altitud mínima 682 m
- Longitud máxima 14.500 m
- Pendiente 0,8 %
- Anchura máxima 4,7 km
- Volumen 68.000.000 m<sup>3</sup>

Las dos estaciones que nos faltan por comentar por su situación dentro de la comarca de los Montes de Toledo, presenta un relieve bastante movido, aunque ambas ocupan zona llana.

Según comentan Pardo, E. et al. (1993), con el mejor conocimiento de la raña se va afirmando progresivamente su heterogeneidad edáfica, pues si partimos de la idea comúnmente aceptada de que son superficies muy antiguas y es posible imaginar cierta continuidad en la evolución de los suelos sobre ella desarrollados, el tiempo será entonces uno de los factores que más afecte y mejor pueda ser relacionado con la evolución lineal de la edafogénesis y, en conjunción con los demás factores de formación, la causa de la diversidad de sus suelos.

El sistema de la raña de Navahermosa presenta una dirección y pendiente aproximadamente sur-norte (de los Montes de Toledo al río Tajo) formando un ángulo de aproximadamente 45° con la dirección estructural de los Montes de Toledo.

Los materiales del paleozoico aflorante están constituidos fundamentalmente por pizarras y cuarcitas. Durante el ciclo orogénico hercínico se produjeron intrusiones

---

<sup>(10)</sup> Damos esta denominación al conjunto que Herrero Matías, M. (1986), cartografía como raña al pie del monte-isla de Layos y se extiende en dirección a Toledo.

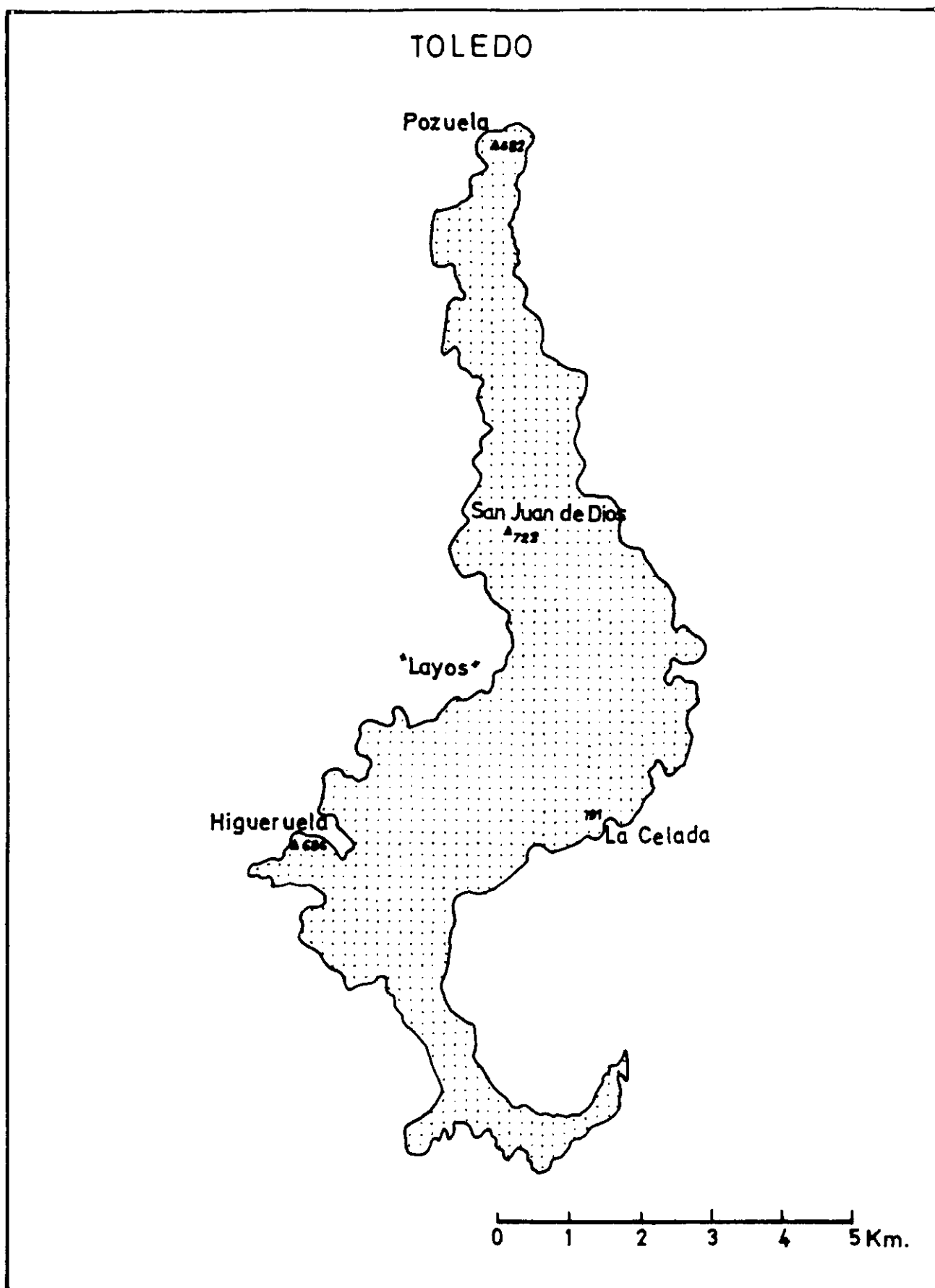


Figura 3.48 Rañas de Toledo

graníticas; estos granitoides, frecuentemente ricos en plagioclasas (granodioritas), constituyen en muchos casos el substrato de las series miocenas y de la propia formación de raña.

El piedemonte de la raña ha estado sometido a la acción de procesos edafogenéticos muy activos que han afectado hasta profundidades de 10-12 m, interesando tanto a los materiales de la propia formación como a los infrayacentes (Espejo, 1990).

Desde el punto de vista geomorfológico la raña de esta área reúne las características de las superficies tipo "glacis" de piedemonte de forma similar a las de la cuenca del Guadiana (Espejo, 1978) y a otras estudiadas por Molina (1975) en la región castellano-manchega.

Desde el embalse de Castrejón a 420 m, se asciende suavemente hasta la superficie culminante de la "Meseta Cristalina" que alcanza en Polán 648 m. En esta población tomamos la carretera C-401 con dirección a Navahermosa. Después de atravesar el valle del río Torcón, subimos a la raña de Navahermosa. A partir de esta zona podemos apreciar ya las características geomorfológicas de esta unidad: aspecto de rampa con un desnivel muy débil; existencia de material de raña (arcillas muy rojas con cantos de cuarcita) sobre la roca cristalina; y la presencia de mostes islas.

La estación de Navahermosa, fue realizada a 39° 39' 30" de latitud norte y a 0° 43' 15" de longitud oeste, a la altura del km 44 de la carretera de Gálvez a Navahermosa, en un corte de la carretera de un espesor de unos 3 a 4 m de profundidad, en el que podemos ver cómo el material de la raña descansa sobre el granito alterado. La superficie culminante, ocupada por un olivar, es plana y la forma del terreno que lo circunda es llano, y en el que son frecuentes las lagunas someras que se llenan de agua en la estación lluviosa. Queda limitada por el Torcón al E y el Valleálamos al W que la separa de la formación de raña de Valleálamos. El material de partida del suelo es de sedimentos arcillo-pedregosos. El corte está caracterizado por la superposición de material arcilloso de la raña a un material granítico profunda-

mente alterado y con un entramado de carbonatos situado debajo. El suelo arcilloso es de un color rojo intenso. Entre los kilómetros 40 y 50 de la citada carretera podemos apreciar una visión de conjunto del valle medio del Torcón con típicos berrocales graníticos en su fondo, y, ya próximos, se levantan los macizos de Robledo de Montalbán y Corral de Cantos que los dominan con cumbres de más de 1.400 m. A su pie arranca este glacis modelado al final del Terciario y principios del Cuaternario denominado también localmente raña.

La segunda estación de esta área que hemos llamado Corral de Cantos, fue realizada a 39° 37' 10" de latitud norte y a 0° 44' 55" de longitud oeste, en un barranco próximo a un camino que siguiendo por esta carretera hasta el km 50,000 y tomando aquí un camino de Navahermosa a San Pablo, se accede al interior de los relieves montañosos del noroeste de los Montes de Toledo.

El resumen de esta área, que también hemos llamado de Navahermosa, se resume así:

- Superficie 38,84 km<sup>2</sup>
- Altitud del ápice 872 m
- Altitud mínima 680 m
- Longitud máxima 17.000 m
- Pendiente 1,1 %
- Anchura máxima 6 km
- Espesor medio estimado 3 m
- Volumen 116.520.000 m<sup>3</sup>

Desde el punto de vista topográfico se puede distinguir en la zona de Los Montes de Toledo, dos tipos de rañas, unas que aparecen como grandes mesetas o plataformas fragmentadas por valles bien marcados y otras que constituyen extensas llanadas sobre las que discurren ríos apenas encajados. Las primeras se localizan al N y W de los Montes, y las segundas, en el centro, S y E. Las primeras, serían las que pertenecen a nuestra área de estudio Figura 3.49, se trata de la zona de rañas situada

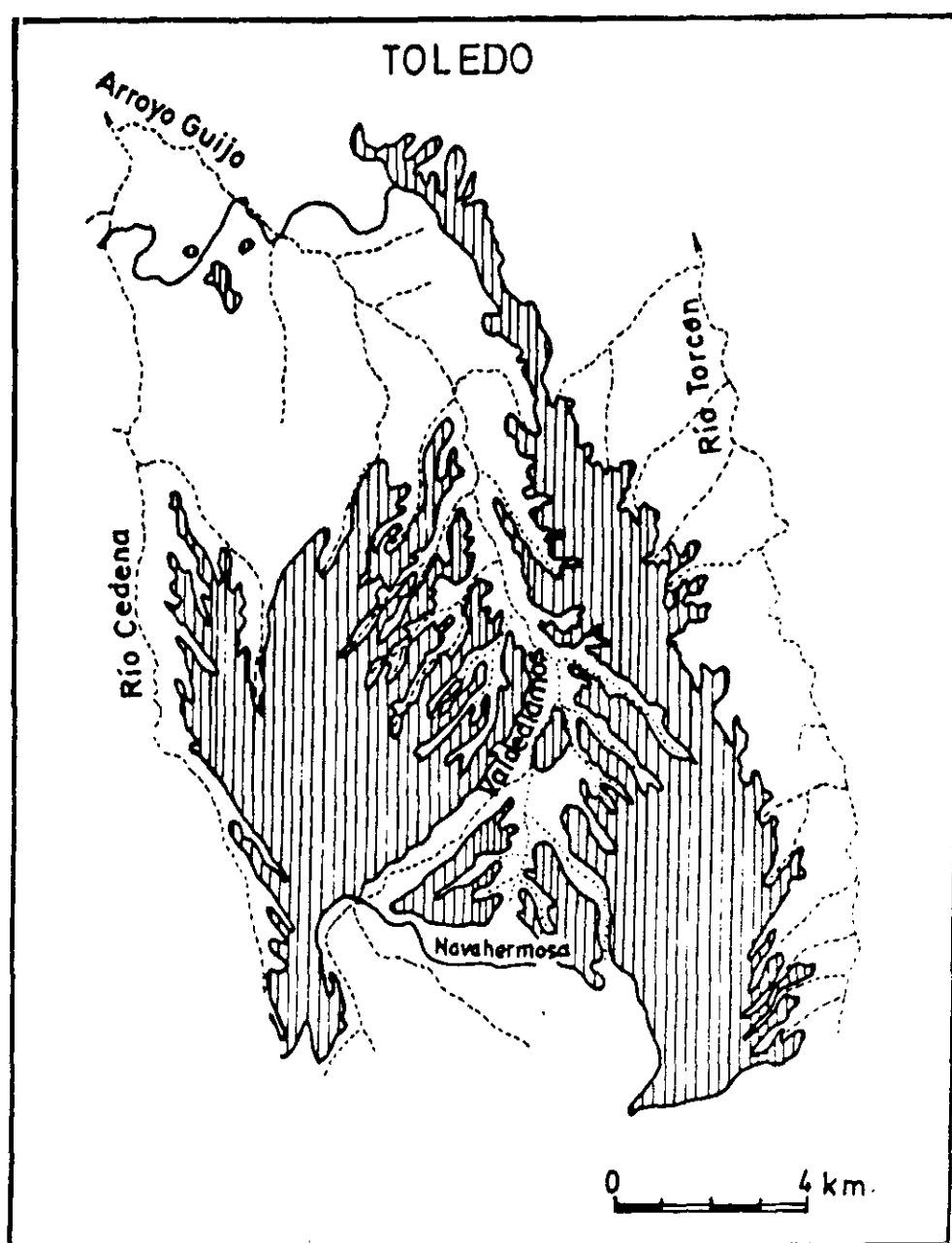


Figura 3.49 Rañas del sector más oriental de la vertiente N de los Montes de Toledo

en la vertiente N del macizo del Corral de Cantos, entre los ríos Pusa y Torcón. Constituyen mesas de espectacular planitud, separadas por los ríos Torcón, Mimbre, Cedena, etc.

Hemos de tener en cuenta como dice (Muñoz Jiménez, J. 1976), que las diferencias en el grado de disección y destrucción que la raña presenta están absolutamente en relación con los caracteres de la red fluvial actual. En la parte drenada por los afluentes del Tajo que desembocan aguas abajo de la Puebla de Montalbán, cortos y con nivel de base alrededor de los 400 m, así como la correspondiente a las cuencas de los tributarios del Guadiana que se dirigen a la zona del codo del Cíjara (Estena, Estenilla, etc.), igualmente cortos y con nivel de base entre los 450 y los 400 m, la raña se muestra en parte destruida, y donde se conserva, está fragmentada formando plataformas más o menos extensas.

Por todo lo anteriormente expuesto podemos permitirnos hacer una primera datación relativa de la raña. Es evidentemente anterior a la instalación de la red hidrográfica actual, que se estableció sobre ella y la ha venido atacando, con mayor o menor intensidad según los sectores.

Por otra parte, en los abundantes lugares donde la raña se apoya directamente sobre los materiales del zócalo herciniano, ya se trate de pizarras, ya de las migmatitas o el granito intrusivo, lo hace no sobre la roca sana, sino sobre potentes mantos de alteración, verdaderamente espectaculares como en el granito del sector occidental del Anticlinorio de Sonseca, donde hemos observado espesores de más de 20 m.

A lo largo de este tramo se puede observar el enlace de las rañas con las laderas -junto a la población de Hontanar- y la morfología de éstas, así como el mosaico de formaciones vegetales (encinares, robledales, pinares de población, jaral-brezales, etc.) y de extensas pedrizas siendo las cotas más elevadas: Sombrera con 1.391 m, y Corral de Cantos con 1.414 m.

Rasgo común a todas las rañas es la superposición de suelos hidromórficos que tienen como característica superficial más llamativa la presencia de un horizonte decolorado y una gravilla con pátina ferruginosa. Los perfiles desarrollados pertenecen al orden de los ultisoles, de características próximas a las de los oxisoles, que indican la influencia de episodios climáticos cálidos y húmedos (Espejo, 1978). Los procesos de alteración han sido importantes y afectan no sólo a los materiales finos del sedimento, en los que se denota un predominio caolinítico de la fracción arcillosa que se pierde en el transcurso del Cuaternario, sino también a los elementos más gruesos que manifiestan fenómenos de rubefacción y arenización.

#### **III.5.3.8      Suelos**

Según hemos podido ver en el mapa de suelos de la provincia de Toledo, escala 1:200.000, y ateniéndonos a su memoria llamada "Estudio agrobiológico de la provincia de Toledo", dentro de las grandes unidades taxonómicas de la FAO (1974) y subunidades que dentro de ellas han encontrado sus autores en esta provincia, vamos a tratar de describir las que nos interesan en nuestra área de estudio.

Son los Cambisoles (símbolo B) los suelos de mayor representatividad en la provincia de Toledo y se desarrollan prácticamente sobre todo tipo de material geológico.

La característica principal de estos suelos es la presencia en el perfil edafológico de un horizonte o capa de alteración que en los sistemas taxonómicos FAO y Soil Taxonomy aparece descrito como "horizonte cámbico". Es un horizonte que se forma por alteración "in situ" de los minerales de la roca o de los materiales de partida y que se traduce en un color pardo vivo, una estructura típica, una liberación de óxidos de hierro y la presencia todavía en cantidad apreciable de minerales alterables procedentes de los materiales originales.

Estos suelos que son muy abundantes en todo el mundo y que se desarrollan bajo ambientes muy diferentes y a partir de gran variedad de materiales geológicos tienen quizás como carácter denominador común la falta de un completo desarrollo edáfico, una especie de cierta inmadurez aunque, sin embargo, estén en equilibrio con los demás componentes del ámbito ecológico en el que se encuentren. Podríamos decir que se han quedado a medio camino y por ello en la Soil Taxonomy se les ha dado el nombre de "Inceptisoles" como reflejo de ese carácter de iniciación o de comienzo. Cámbico viene del latín "cambiare", cambiar, que es lo que fundamentalmente y casi exclusivamente ocurre en estos suelos; una cierta alteración del material original, un cierto cambio que se traduce sobre todo en modificación de la estructura de la roca. Un ejemplo clásico lo constituyen aquí los suelos formados a partir de los granitos. Se ve cómo la roca se va aflojando, se altera poco a poco, aún recuerda la roca granítica de la que se partió, pero tiene estructura de suelo que es distinta a la de la roca y un color pardo rojizo debido a la liberación del hierro, proveniente de las biotitas, pero aún permanece sin alterar gran proporción de minerales, por ejemplo, parte de las moscovitas y de los feldespatos. Se trata de un simple proceso de alteración deteniéndose ahí la evolución. Como proceso edáfico que se da en algunos casos, podemos citar el lavado de sales y la descarbonatación en algunas variedades de estos suelos.

Entre los distintos tipos de cambisoles los que nos interesan a nosotros son:

**Cambisoles dístricos (Bd):** Dentro de los cambisoles se caracterizan estos suelos por su acidez, Ph entre 5 y 6, y bajo contenido en materia orgánica, pues en el horizonte A los valores oscilan entre 1 y 2,5%. Como es lógico no tienen carbonato cálcico en la masa del suelo. Todas estas propiedades corresponden además con un perfil que presenta un horizonte superior claro de unos 15 cm cuando no se cultiva, que descansa sobre otro el que llamamos cámbico, que suele tener unos 25 cm de espesor y ya por debajo el material originario más o menos descompuesto. Como es



lógico los materiales de partida son siempre silíceos, desde coluvios y rañas<sup>(11)</sup> a rocas consolidadas del tipo de granitos, gneises y pizarras, apareciendo en el mapa como rañas destruidas (rañizo). En la leyenda del Mapa de Suelos de España estos suelos figuran como tierras pardas meridionales y en la Soil Taxonomy figuran como Dystrochrepts.

Cambisoles gleycos (Bg): Este suelo va generalmente unido a un tipo de material muy concreto como son los sedimentos detríticos denominados "rañas", sobre el que se desarrolla, formando asociación con los planosoles y los luvisoles gleycos, aunque el paso entre estos tipos de suelos es siempre difuso.

La definición que de los cambisoles gleycos da la FAO es concisa y concreta: Son suelos que dentro de una profundidad de 100 cm y siempre por debajo de los 50 cm primeros muestran propiedades hidromórficas. Esta definición conlleva para estos suelos *unas propiedades negativas como es la presencia de agua retenida durante ciertos períodos de tiempo a determinada profundidad, lo que produce a su vez condiciones de anaerobiosis, ámbito reductor, y encharcamiento y asfixia para las plantas. Todo ello puede suponer también la presencia de un nivel freático alto o al menos unas malas condiciones de permeabilidad. Las propiedades antes dichas, unido a la extremada pedregosidad de estos suelos hace que no sean interesantes para una agricultura normal. Se corresponden estos suelos con las rañas de Navahermosa. En gran parte de la bibliografía estos suelos eran conocidos como Tierras pardas con pseudogley.*

Cambisoles cálcico-crómicos (Bkc): Aunque estos suelos podían haber sido descritos en el Grupo de los cambisoles cálcicos, los han querido poner por su colorido, tonos rojizos en el horizonte B, hacer con ellos un grupo separado. Casi siempre los encontramos sobre materiales detríticos groseros, pedregosos, como terrazas, derrubios de ladera, rañizos, etc., pero siempre con fuertes carbonataciones

---

<sup>(11)</sup> "Sic" en el original, Monturiol (1984); a nosotros nos parece que no se trata de raña propiamente dicha.

e incluso alguno sobre calizas compactas. Sus texturas se sitúan entre franco arenosas y franco arcillosas y de profundidad variable aunque en general de escasa potencia. Son suelos con reacción alcalina, alto contenido en carbonato cálcico que a veces se acumula formando potentes encostramientos y saturación en bases del 100%. El horizonte B es siempre de color pardo rojizo o rojo. Son los que aparecen en la leyenda del mapa como coluvial arcilloso-pedregoso carbonatado. Estos suelos eran conocidos como Suelos pardos rojizos calizos.

Finalmente hemos de tener en cuenta los Planosoles, que son los suelos representativos de zonas llanas, y generalmente de superficies antiguas, afectadas de fuerte hidromorfía e igualmente de fuerte lavado. En muchas zonas de España, este tipo de suelo va asociado frecuentemente a un material muy típico, como es la "raña", sedimento detrítico areno-arcilloso-pedregoso antiguo que ocupa las superficies más altas de algunos sistemas fluviales. Los suelos desarrollados sobre estos materiales presentan en su morfología dos características muy claras y típicas. Una es el cambio textural abrupto que encontramos entre el horizonte superior y el inmediato inferior y la otra, la presencia de propiedades y características hidromórficas en el horizonte superior. Este cambio textural es el primer resultado del fuerte arrastre experimentado por la arcilla y que a su vez da lugar a una gran impermeabilidad del horizonte B y por lo tanto a la hidromorfía que muestran estos suelos.

Para concluir con esta descripción de los suelos, hemos realizado el Cuadro 3.11, en el que podemos apreciar las distintas clasificaciones más utilizadas en España.

#### **III.5.4 Ciudad real**

La provincia de Ciudad Real se encuentra situada en la región Histórica de Castilla la Nueva y en la Natural de la Submeseta Sur.

Actualmente ha quedado incluida en el ente autonómico Castilla-La Mancha.

**CUADRO 3.11. EQUIVALENCIA ENTRE LAS DISTINTAS UNIDADES DE LAS CLASIFICACIONES MÁS UTILIZADAS EN ESPAÑA**

SOIL TAXONOMY (USDA, 1.985)			FAO (1.986)	CPCS, Francia (1.987)
Orden	Suborden	Grupo		
ULTISOL	HUMULT	PALEHUMULT (i)	Planosol úmbrico Acrisol húmico	Suelo ferruginoso o débilmente ferralítico lavado
	XERULT	PALEXERULT	Planosol distríco Acrisol férrico	Suelo (ferralítico) lavado y fuertemente lavado

Nota: Se señala con una (i) las unidades que aparecen como inclusiones.

La mayor parte de la superficie provincial (85%) se sitúa a una altitud comprendida entre los 600 y los 1.000 m.

Orográficamente, la provincia presenta dos zonas claramente bien diferenciadas: la montaña y La Mancha.

La zona montañosa está enmarcada en sus límites Norte y Sur por los Montes de Toledo y Sierra Morena, respectivamente.

El conjunto de sierras que compone esta zona ocupa toda la franja meridional de la provincia y presenta una forma de arco abierto al norte. De este modo, en la parte occidental las sierras mantienen una dirección noroeste-sureste (sierras de la Garganta y Madrona); en la parte central adoptan una dirección oeste-este (Sierra de San Andrés); mientras que el extremo oriental sigue el rumbo noroeste-suroeste (Sierra del Relumbrar, ya en la provincia de Albacete).

El carácter de estrecha franja montañosa es muy patente pues mientras de oeste a este tienen una longitud de más de 150 Km, de norte a sur sólo alcanza unos 15 ó 16 km de ancho, no habiendo depresiones longitudinales de extensión y anchura apreciable en su interior. Sí hay, por el contrario, varios surcos transversales que son los que se han utilizado para comunicar Castilla con Andalucía. Estos pasillos, transversales al sentido de las sierras, sirven además para delimitar dentro del gran arco de la Sierra Morena ciudarrealeña varios segmentos.

Dos grandes unidades pueden ser consideradas como columna vertebral de todo el conjunto: el macizo de Madrona y el de San Andrés, separadas por el valle que recorre el río Jándula. Estos macizos es donde se sitúan las mayores altitudes de toda Sierra Morena (incluyendo la parte de Andalucía). Concretamente se superan los 1.300 m en varias sierras del macizo de Madrona y se llegan a 1.300 m en la Sierra de la Estrella, apéndice meridional de la Sierra de San Andrés, que llega en muchas de sus cumbres a más de 1.200 m. Tanto al oeste de Madrona a partir del El Horcajo, como al este de San Andrés a partir del desfiladero de Despeñaperros, según Figura 3.50 las culminaciones de las sierras descienden sensiblemente y si en el extremo oriental la Sierra del Relumbrar sobrepasa los 1.100 m, el resto de las sierras no llegan a esta cota.

A los pasillos transversales ya citados del Jándula y Despeñaperros hay que añadir el del río Pueblo, el más occidental, en cuya salida se sitúa la población de Fuentecaliente. Junto a estos pasos, es necesario señalar otros surcos longitudinales, como los recorridos por los ríos Montoro, Robledillo, Valmayor o el tramo alto del Cereceda, (García Rayego, J.L. y López López, J., 1991).

A continuación aparecen la Sierra de Castelar y las de Quintana, Madrona y Alcudia, formando las dos últimas el Valle de Alcudia, del cual la mitad oriental manda sus aguas al Guadalquivir, en tanto que la occidental tributa al Guadiana.

Las elevaciones más importantes de esta parte del territorio se localizan en Sierra Madrona, concretamente en Bañuela (1.323 m), Borros (1.312 m) y Rebolleda (1.161 m). Otras elevaciones de interés son: Cabeza del Buey (1.158 m) y Collado de la Atalaya (1.102 m).

Casi todos los fenómenos tectónicos que condicionaron las estructuras actuales del territorio se llevaron a cabo en la orogenia hercínica, situándose el máximo de los plegamientos en el Westfaliense-estefaniense. El hecho de que continuasen actuando las últimas fases orogénicas, dio lugar a una tectónica de tipo germánico que determinó un gran número de fracturas.

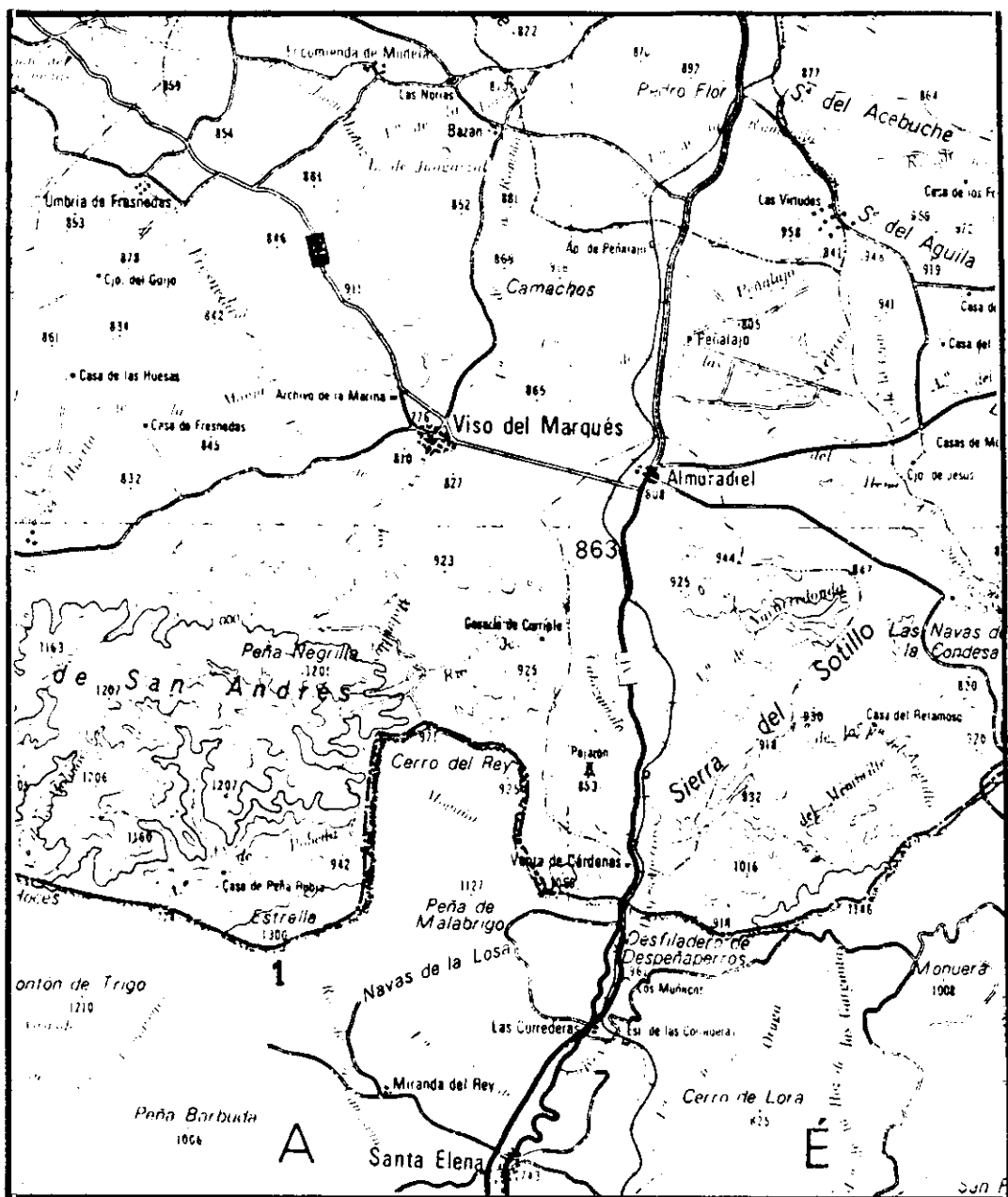


Figura 3.50 Mapa de situación geográfica de la zona S de Ciudad Real

1 San Andrés

A excepción de los materiales del complejo moderno, los demás están afectados por una tectónica de esfuerzos que se traduce en una sucesión de anticlinales y sinclinales, atravesados por una multitud de fallas en régimen de desgarre, y, a veces, separados por ellas en régimen inverso. En general, los anticlinales y sinclinales pasan a ser anticlinarios y miclinarios, mereciendo destacarse el de Alcudia, entre los primeros, y el de Puertollano, entre los últimos.

#### **III.5.4.1      Geología del entorno**

La historia geológica provincial es muy dilatada, ya que abarca prácticamente desde el Precámbrico hasta nuestros días, ver Figura 3.51. Al ser muy escasos los datos existentes y algunos de ellos motivo de polémica entre los distintos tratadistas, no pueden analizarse con detalle los fenómenos que dieron como resultado el actual cuadro geológico.

Los terrenos más antiguos de la provincia, en especial el Valle de Alcudia y la serie de esquistos que allí afloran, son motivo de polémica entre los distintos autores que los estudian. Si bien existen terrenos datados como Precámbrico Superior, no se sabe cómo se realiza el tránsito del Precámbrico al Cámbrico, ya que no existen argumentos paleontológicos que lo determinen, aunque se trata de explicarlo invocando criterios climáticos o formulando hipótesis sedimentarias y tectónicas.

Teniendo en cuenta las anteriores consideraciones, la serie inferior, denominada "esquistos de Alcudia", con una potencia de 6.000 a 7.000 m, se considera como Precámbrico Superior y está formada por alternancia de esquistos, litarenitas y ftanitas interestratificadas. Discordante con la anterior y con una potencia de unos 2.000 m, se encuentra la serie superior que se data como "Capas de transición al Cámbrico" y está constituida por esquisto, litarenitas y conglomerados, existiendo algunos niveles de areniscas gruesas y microconglomerados.

En algunas zonas del Norte y Noroeste del territorio se considera como posible Precámbrico una serie potente de pizarras verdosas y niveles conglomeráticos.

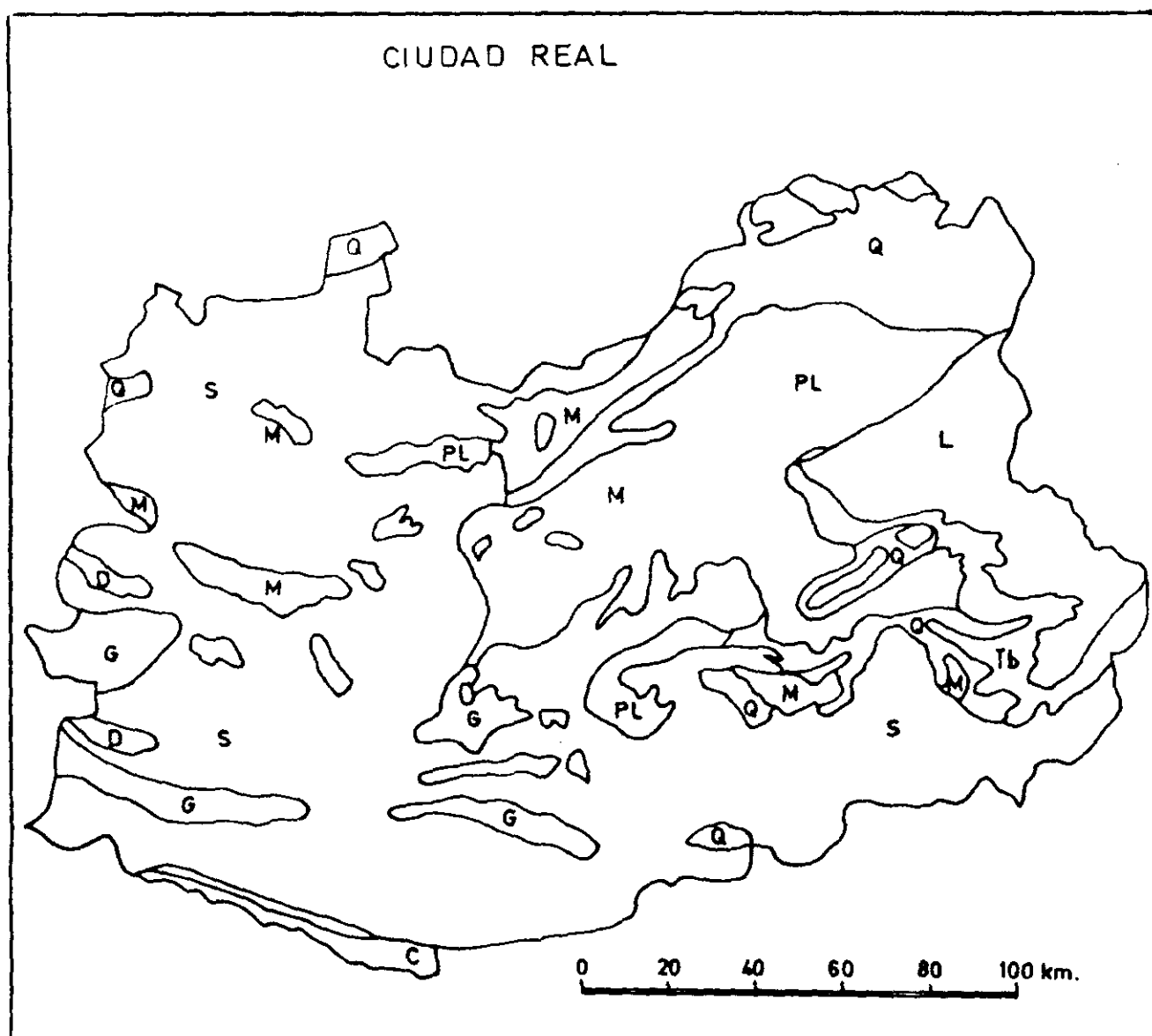


Figura 3.51 Mapa geológico provincial

## LEYENDA - GEOLOGICO DE CIUDAD REAL

<b>Q</b>	CUATERNARIO
<b>PL</b>	PLIOCENO
<b>M</b>	MIOCENO
<b>L</b>	LIASICO
<b>Tb</b>	TRIASICO- BUNTSANDSTEIN
<b>D</b>	DEVONIANO
<b>S</b>	SILURIANO
<b>G</b>	CAMBRIANO



La historia geológica del Cámbrico también es confusa, faltando, para algunos autores, la serie basal. Su potencia parece ser pequeña, aunque no están definidos sus límites, englobándose, estratigráficamente, en los del Ordovícico Inferior.

En discordancia con el "Complejo de Alcudia", y sobre él, aparecen sedimentos de naturaleza detrítica, que presentan cambios laterales de facies de E a W, de tal forma que hacia el E constituyen la base de unos conglomerados formados por cantos de cuarzo de color blanco en una matriz silícea rojiza, y hacia el W el conglomerado se va haciendo más potente hasta llegar a la zona de Brazatortas, y desde aquí hacia más el W, se va adelgazando hasta llegar a desaparecer.

Entre la discordancia y el conglomerado aparecen sedimentos detríticos de distinta naturaleza, que se identifican como microconglomerados de tipo arcósico. Presentan, a veces, gran cantidad de óxidos de hierro y se hacen más compactos, según van estando más próximos al conglomerado, hasta convertirse en una arena cuarcitosa.

El Ordovícico predomina en gran parte del territorio. Está formado por un paquete muy potente de cuarcitas que, debido a su resistencia a la erosión, producen los resaltes más destacados de la topografía y constituyen las grandes elevaciones de los Montes de Toledo. Aparecen sobre este paquete una alternancia de cuarcitas más arenosas y pizarras arcillosas y, al final, pizarras muy laminadas de grano fino. Concordante con ello, existe un tramo de cuarcitas rojizas con abundantes óxidos de hierro. Se encuentran, inmediatamente encima, unos bancos de dolomía muy silícea asociados a lentejones de caliza silícea. Por último, sobre este tramo, vuelven a aparecer pizarras de grano fino.

El nivel más importante del Silúrico está constituido por las llamadas "cuarcitas de criadero", que son cuarcitas arenosas, blancas teñidas casi siempre de óxidos de hierro y con abundantes nódulos de los mismos.

El comienzo del Devónico está, aún, por determinar. Lo constituyen areniscas de grano grueso, impregnadas de óxidos de hierro, apareciendo, además, niveles de pizarras oscuras y esquistos.

El carbonífero se deposita de forma dispar, siendo algunos depósitos netamente marinos y otros no.

En general, se dispone en discordancia con los tramos anteriores y lo constituyen cinco capas de carbón que alternan con pizarras y areniscas, existiendo entre la cuarta y la quinta capa pizarras bituminosas.

El Triásico está constituido, generalmente, por margas abigarradas multicolores que alternan con yesos y bancos de areniscas silíceas rojas y rosáceas, de grano muy fino, que poseen moscovita.

El Jurásico está constituido, fundamentalmente, por margas calcáreas blanquecinas, calizas blancas y blanco-rosáceas muy compactas y carniolas de grano grueso mal estratificadas. Por último, hacia el techo se encuentran dolomías cada vez más ricas en carbonato cálcico.

Existen razones que hacen sospechar la existencia de Cretácico, ya que, sobre el Jurásico del Campo de Montiel, existen sedimentos con litología semejante a la de la serie Cretácica.

Los terrenos miocénicos ocupan gran parte del territorio y - junto con los cuaternarios- rellenan los valles que existen entre los materiales más resistentes a la erosión. Sus estratos están en discordancia con los sedimentos anteriores, siendo, en general, horizontales. La sedimentación es detrítica continental y está constituida por arenas más o menos arcillosas, apareciendo intercalados bancos de arcillas rojas y gran cantidad de cantos redondeados de caliza oquerosa blanca. Se termina el Mioceno con una caliza blanca muy erosionada de edad Pontense. En muchas zonas

aparecen, sobre el nivel calizo, formaciones de moladas de poca potencia y, a veces, arcillas rojas, que provenientes de la descalcificación de la caliza, recubren a ésta.

Los materiales que constituyen el Pliocuatnario se presentan sueltos, sin cementar y sin estratigrafía aparente. Están formados por depósitos detríticos constituidos, esencialmente, por cantos muy rodados de cuarcita con escasa proporción de dolomía y caliza.

El cuaternario cubre gran número de formaciones en todo el territorio. En él se distinguen: aluviales, terrazas y coluviales.

Mientras que los aluviales están constituidos por materiales arrastrados por la red hidrográfica y ligados a su cauce actual, las terrazas están formadas por materiales detríticos de depósitos más antiguos en proximidad a la red actual. La litología de ambos es muy similar, estando formados por cantos más o menos rodados, arenas y limos.

El macizo de San Andrés situado a 1.224 m, presenta una gran complejidad desde el punto de vista estructural pues el plegamiento ofrece en este sector *ondulaciones y repliegues de la cuarcita ordovícica inferior*.

Como ocurre en comarcas cercanas, no hay testimonios sedimentarios de la era Secundaria y de casi todo el Terciario, por lo que a estos roquedos del Precámbrico y Paleozoico se superponen unos materiales muy modernos como los de las rañas, los derrubios de laderas y los sedimentos fluviales.

Como se ha visto, la historia geológica de estas sierras del sur de la provincia y de la región se muestra muy larga y emparentada con la de espacios cercanos y afectados por los mismos episodios geológicos y geomorfológicos.

Lo que actualmente aparece es en líneas generales un relieve de tipo apalachense. Se trata en efecto de un relieve basado en la alternancia o sucesión de

sectores elevados o crestas y zonas deprimidas o pasillos, que se corresponden perfectamente con afloramientos de rocas muy resistentes a la erosión (cuarcitas) y materiales blandos (pizarras).

Las depresiones se han tapizado de un canturral que forman unas extensiones llanas muy características llamadas rañas. Estas formas sugieren unos mecanismos genéticos basados en grandes arrastres de los depósitos envueltos en agua sin que se produzcan canalizaciones fijas. Este agua en forma de arroyada sería la causante de su explanación y acumulación de las depresiones. Las condiciones ambientales que se han señalado para este proceso se corresponden con un clima semiárido<sup>(12)</sup> y con lluvias ocasionales y violentas.

Estas explanadas o glacis se encuentran frecuentemente fragmentadas, quedando en la actualidad retazos, debido a la incisión de los ríos y arroyos que se han instalado con posterioridad. Este encajamiento de la red fluvial actual indica un cambio en la situación climática y por otra parte atestigua una cronología reciente para las rampas de rañas.

Al Sur de todo el macizo de Madrona, en los límites con las provincias andaluzas, pueden contemplarse magníficas rañas disecadas por arroyos y ríos afluentes del Guadalquivir. Estas profundas incisiones se ven beneficiadas por el acusado desnivel que se produce entre las cabeceras fluviales situadas en sierras que superan los 1.200 ó 1.300 m y el nivel de base del Guadalquivir que se encuentra a menos de 400 m, salvando solamente una distancia de 40 ó 50 km.

#### **III.5.4.2      Hidrografía**

El sistema hidrográfico provincial pertenece a las cuencas del Guadiana y Guadalquivir.

---

<sup>(12)</sup> Con tal que la carga sea excesiva para el volumen de agua hay "condiciones semiáridas".

En la primera está incluida la mayor parte del territorio y la integran el Guadiana y sus afluentes, y otros ríos de menor entidad.

Las formaciones de tipo raña relacionadas con esta cuenca del Guadiana presenta a grandes rasgos, unas características más homogéneas que las del Tajo, en lo que a suelos respecta (Espejo, 1986, 1987).

El Guadiana es el colector principal de las aguas superficiales, con una longitud próxima a los 800 Km, constituye uno de los grandes ríos peninsulares, aunque también uno de los menos caudalosos; su cuenca tiene una morfología estrecha y alargada que queda limitada por los Montes de Toledo al norte y Sierra Morena al sur. Aunque su nacimiento es motivo de continuas polémicas, se le localiza en las Lagunas de Ruidera desde donde continúa hasta Argamasilla de Alba, en cuyas proximidades se filtran sus aguas, reapareciendo posteriormente en los denominados Ojos del Guadiana, aunque hoy ya no afloran sus aguas allí. Toma luego dirección Suroeste y, en las proximidades de Pozuelo de Calatrava, cambia el sentido de su curso, toma dirección Noroeste y describe numerosos meandros hasta su salida de la provincia por los términos de Puebla de Don Rodrigo y Arroba de los Montes, limítrofes con Badajoz.

Los afluentes que tributan al Guadiana en el territorio son: Cigüela, Záncara, Bañuelos y Bullaque, por la derecha, y Azúer, Jabalón y Tírteafuera, por la izquierda. Al mismo río, pero ya en el Rincón de Anchuras, tributan el Estenilla y Estomila, formando este último línea divisoria con Badajoz. Por lo general todos estos afluentes presentan lechos extraordinariamente llanos y anchos después de las grandes lluvias. Los ríos se desbordan, pues apenas hay morfología de incisión.

El Guadiana presenta un régimen claramente pluvial en todo su curso aunque con matizaciones entre el sector oeste, que presenta un carácter oceánico, y el oriental, en el que se deja sentir la influencia mediterránea.

III.5.4.3 Clima

En estrecha relación con los caracteres topográficos y geomorfológicos mencionados anteriormente, las condiciones climáticas experimentan algunas modificaciones apreciables en el espacio que nos ocupa. Sin embargo hay que señalar previamente que el clima de esta comarca es muy similar al de todo el territorio occidental de la provincia y de la región. Se trata por tanto de un clima mediterráneo con menos matiz continental que el de espacios situados al norte y a oriente.

El período básico de trabajo ha sido el constituido por los años 1955-1991, para las temperaturas, y el de los años 1931-1980, para las precipitaciones, según podemos ver en el Cuadro 3.12.

CUADRO 3.12

Estación ENCOMIENDA DE MUDELA (Ciudad Real)	Meses												
	E	F	M	A	My	J	Jl	Ag	S	O	N	D	AÑO
Temperatura media °C	5,2	6,1	9,0	11,1	16,5	20,6	25,2	24,9	20,6	14,5	8,0	4,9	13,9
Precipitación mm	58	70	58	46	29	33	8	5	29	53	74	58	521

FUENTE: Instituto Nacional de Meteorología  
Elaboración propia.

En las Figuras 3.52 y 3.53, correspondientes a las isotermas e isoyetas anuales, se aprecia que la estación seleccionada, está comprendida entre las isotermas de 14°C y 16°C, y las isoyetas de 500 y 600 mm.

Con el observatorio que hemos seleccionado, hemos realizado el diagrama ombrotérmico correspondiente Figura 3.54. En él podemos ver que se da un aumento de la temperatura a partir del mes de mayo, para descender nuevamente en el mes de octubre. El balance de agua de esta estación se caracteriza por un máximo en diciembre y otro algo menor en octubre y febrero, acusando un mínimo en los meses

## CIUDAD REAL

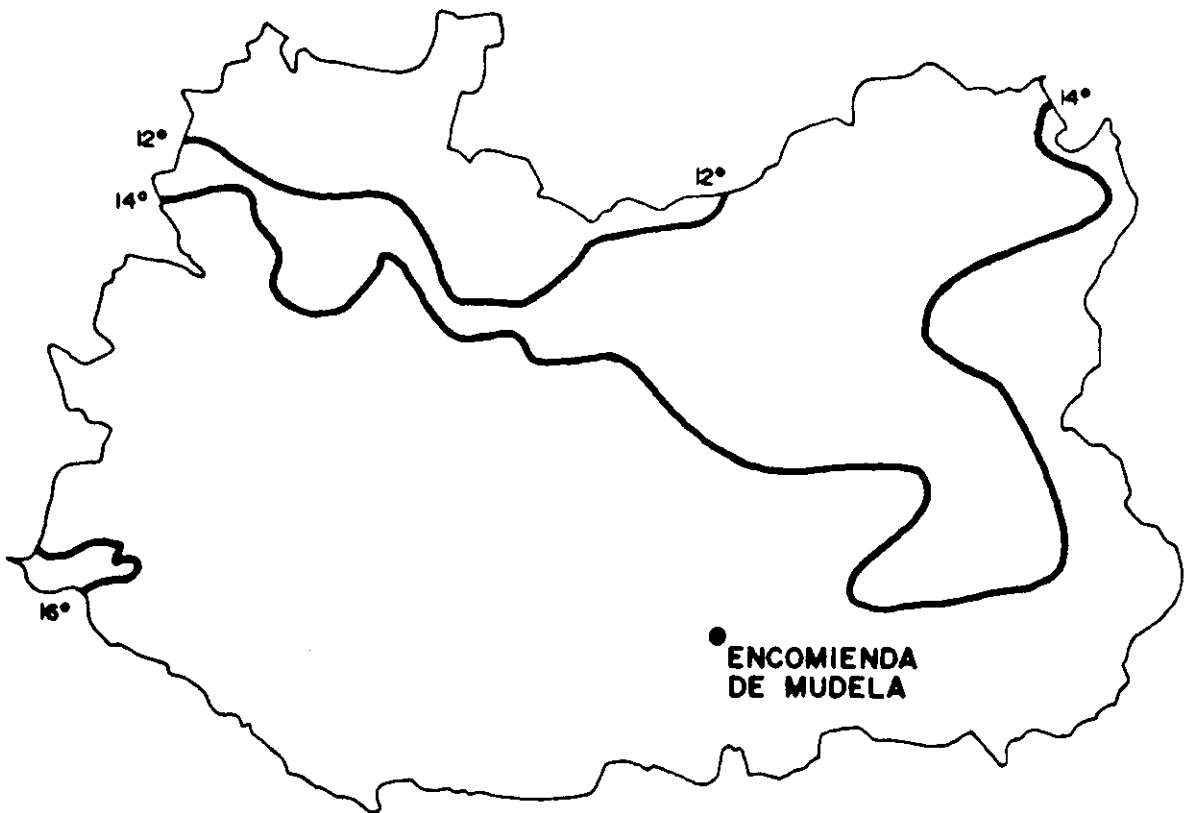


Figura 3.52 Isoterma anual

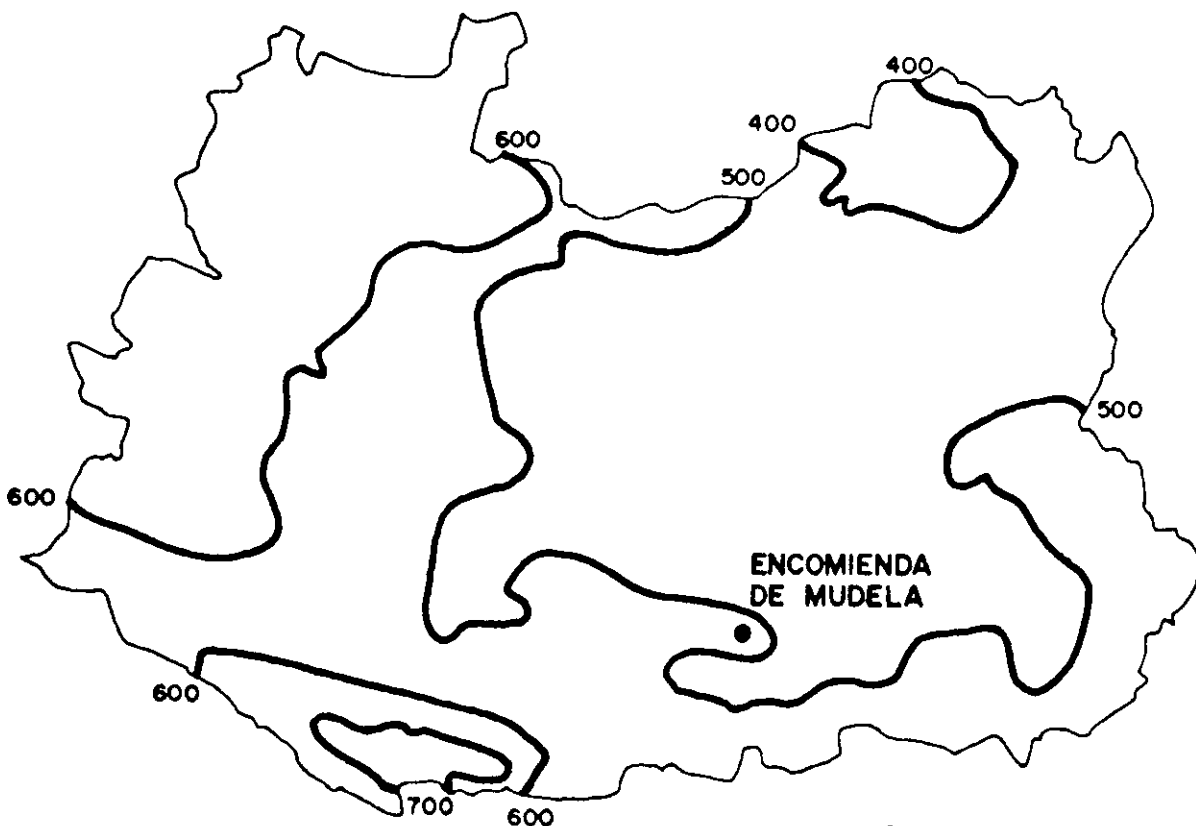


Figura 3.53 Isoyeta anual



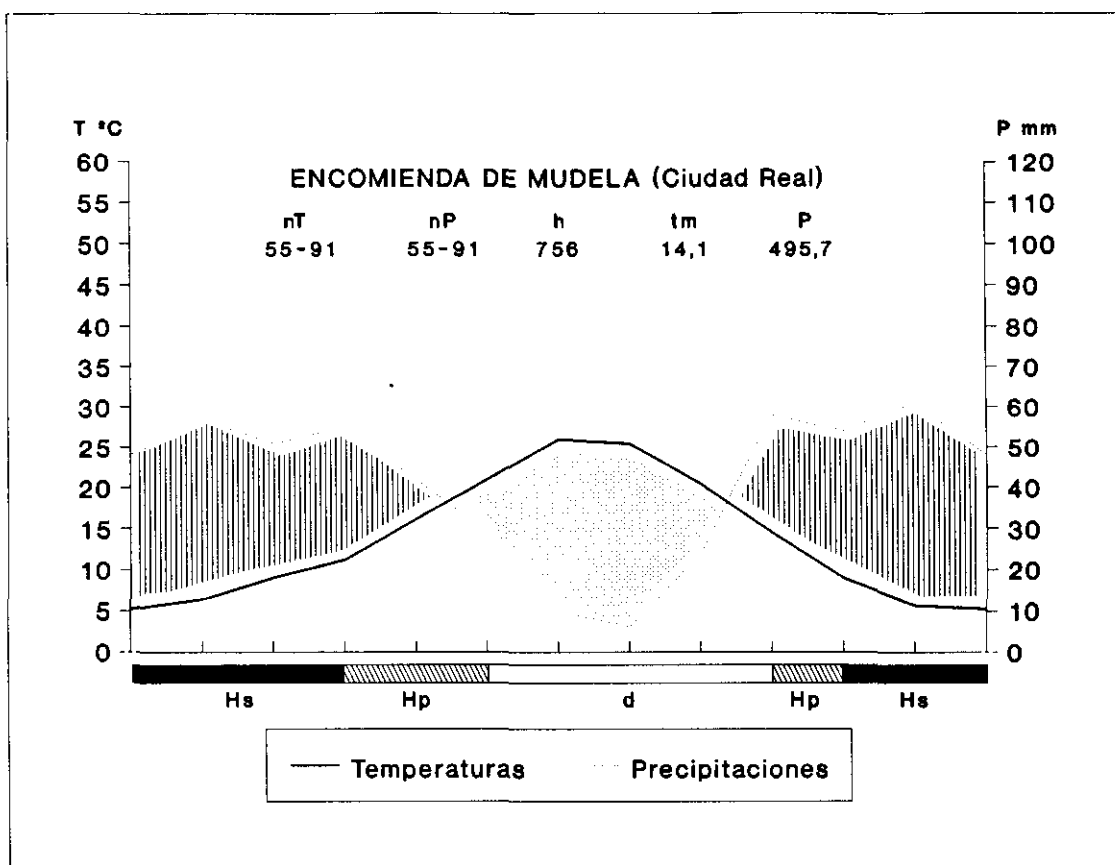


Figura 3.54 Diagrama ombrotérmico



de julio y sobre todo el mes de agosto. Como corresponde a su situación geográfica, es seco y de temperaturas extremas.

El cálculo de todas las temperaturas se puede observar en el Cuadro 3.13 y Figura 3.55. En el citado cuadro vemos que la temperatura media mínima del mismo mes es de 0,1°C; la mínima absoluta indica que el frío llega a alcanzar -5,0°C. En primavera y otoño las temperaturas suelen ser agradables, aunque a veces se presentan pasajeras olas de frío o de calor, siendo la amplitud térmica de este observatorio de 20,6°C.

CUADRO 3.13. REGIMEN DE TEMPERATURAS  
(Período 1955-1991)

Estación ENCOMIENDA DE MUDELA (Ciudad Real)	Meses											
	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC
TMxab	15,5	17,8	22,2	24,4	31,1	38,8	40,0	39,1	33,7	27,7	20,3	15,8
TMx	10,3	11,6	14,8	17,6	23,3	29,0	34,5	34,2	28,2	21,0	14,3	10,7
tmx	0,1	1,1	2,7	4,7	9,1	12,8	17,0	16,6	12,6	8,0	3,4	0,4
tmxab	-5,0	-4,2	-2,6	-0,2	3,1	7,6	12,1	12,1	7,9	2,8	-2,1	-4,8
Media	5,2	6,4	8,7	11,2	16,2	20,9	25,8	25,4	20,4	14,5	8,9	5,6

TMxab = Media de la temperatura máxima absoluta  
 TMx = Media de la temperatura máxima  
 tmx = Media de la temperatura mínima  
 tmxab = Media de la temperatura mínima absoluta  
 Media = Media de la máxima y mínima

FUENTE: Instituto Nacional de Meteorología.  
 Elaboración propia

La duración media del período frío, se reparte entre los meses de enero a abril y más tarde en los meses de noviembre y diciembre, siendo el total de seis meses. Los días de heladas corresponde la primera con el día 1 de mayo y la última con el 21 de octubre.

La curva de la Figura 3.56, se caracteriza porque presenta un máximo en diciembre y dos secundarios en febrero y octubre, acusando un mínimo en el mes de agosto.

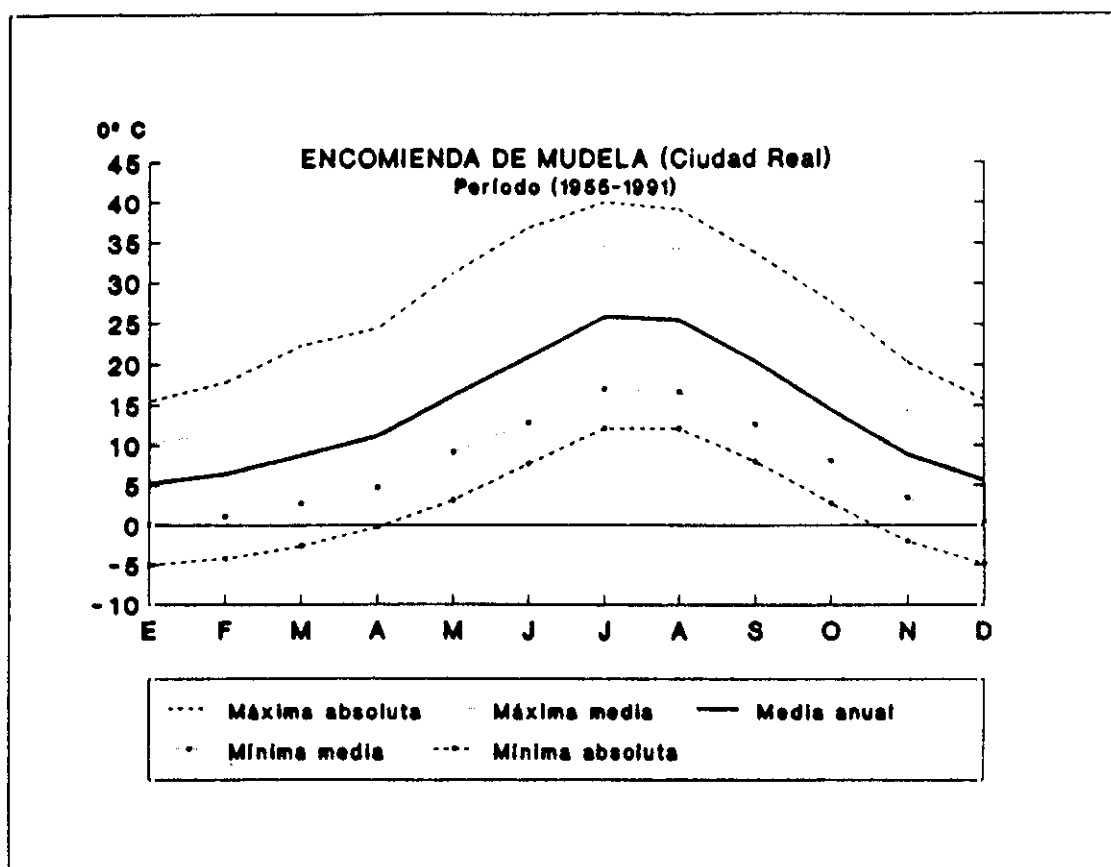


Figura 3.55 Diagrama de temperaturas

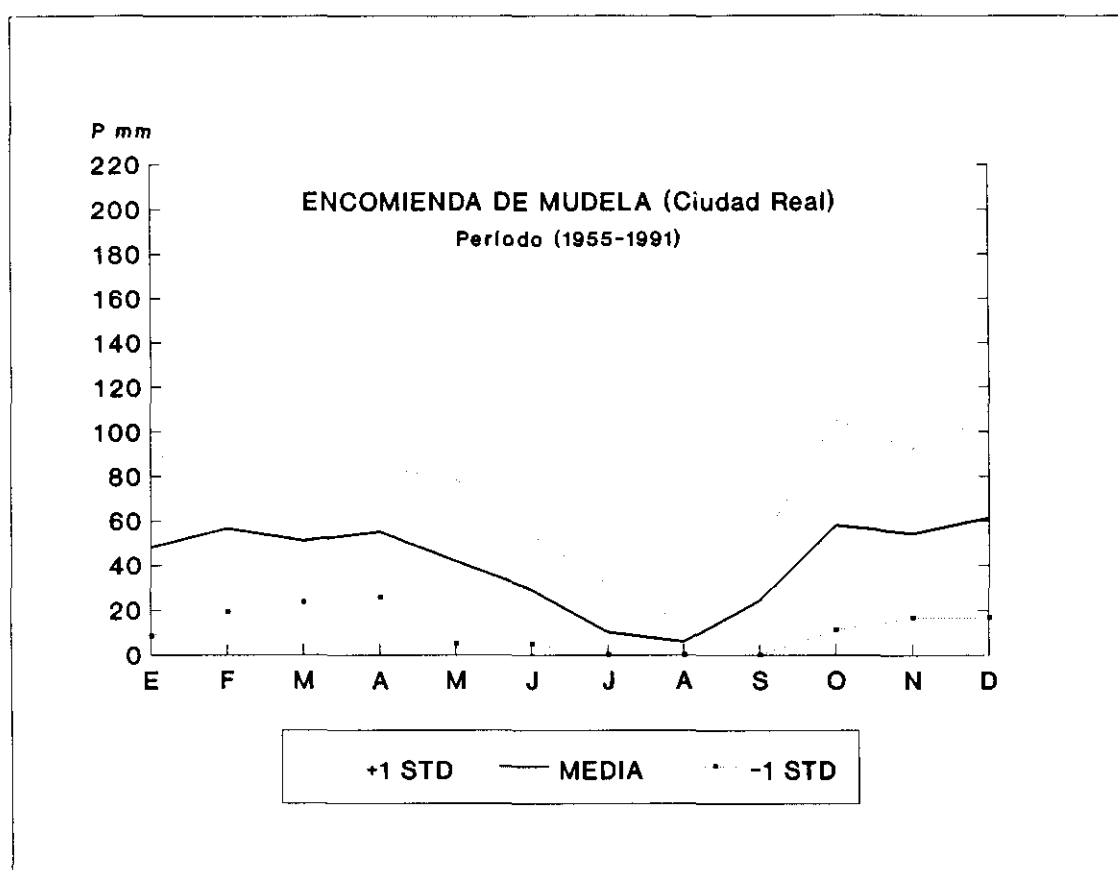


Figura 3.56 Diagrama de precipitaciones

El clima de esta estación corresponde a las siglas Csa<sub>3</sub> de la clasificación de Köppen.

El clima de la estación que hemos seleccionado, Encomienda de Mudela, se caracteriza por un invierno fresco (av), el régimen térmico es templado cálido (TE1), por lo tanto se clasifica como Mediterráneo templado (TE1, ME).

#### **III.5.4.4      Vegetación**

El clima mediterráneo, caracterizado por una profunda sequía estival, es lo que determina decisivamente el tipo de vegetación de esta zona, de tal forma, que en un alto porcentaje son los árboles y arbustos esclerófilos, capaces de soportar la escasez de agua durante el verano, los que dominan el paisaje vegetal. Sin embargo, el relieve provoca modificaciones climatológicas traducidas en determinadas áreas en un aumento de las precipitaciones y una disminución de las temperaturas medias. Este hecho hace posible la aparición de formaciones vegetales no genuinamente mediterráneas, generalmente caducifolias, que se instalan en umbrías y cumbres elevadas.

Dentro de la comunidad de Castilla-La Mancha, podemos ver que existen grandes extensiones de la Mancha que han sido aprovechadas secularmente para el secano, condicionando amplias llanuras "estepizadas", mientras que las cordilleras circundantes, inapropiadas para el cultivo, conservan magníficas representaciones de los genuinos ecosistemas mediterráneos.

Pero a pesar de ello, cualquier observador no experimentado que recurriera a esta área podría sacar conclusiones erróneas sobre la vegetación de la misma. Extensos cultivos de secano o regadío, yermos, pastizales, breñas, jarales, tomillares, romerales o pinares dominan grandes extensiones; tan sólo pequeños enclaves, por lo común abruptos y por ello escasamente útiles al hombre, conservan una vegetación original de encinas, alcornoques, quejigos o sabinas.

El paisaje vegetal está sumamente alterado por la acción del hombre, lo que es particularmente manifiesto en la región mediterránea.

Hay que tener en cuenta que gran parte del área está dedicada actualmente a los cultivos agrícolas, a los que hay que añadir el aprovechamiento forestal, que si bien es útil para repoblar zonas previamente desbastadas por cultivos o incendios, no es menos cierto que se ha venido utilizando a costa de la destrucción de masas forestales autóctonas. Extensas áreas han visto degradar sus ecosistemas naturales y sustituir sus bosques originales por masas forestales que, en condiciones naturales, ocupaban áreas muy limitadas. El ejemplo más representativo lo constituyen los bosques de pinos que hoy pueblan muchas zonas castellano-manchegas. En Ciudad Real existían gran cantidad de hectáreas de pino resinero, de las que bastantes zonas fueron repobladas por el Estado en los últimos veinte años, hecho por el cual se comprende con facilidad el efecto paisajístico tan notable que este pino tiene en las serranías ciudarrealeñas, donde ocupa el área original de encinares y alcornocales.

Predomina una vegetación de hoja dura (esclerófila), en la que el árbol dominante es la encina (*Quercus rotundifolia*)

La provincia corológica Luso-Extremadurensis ocupa la mayor parte del cuadrante suroccidental de la Península, y dentro de Castilla-La Mancha está ampliamente representada en el oeste de Ciudad Real, la vegetación, eminentemente silicícola, se compone de encinares en las dehesas bajas, alcornocales en las cuerdas de las serranías y melojares en las umbrías más húmedas y en las alturas supramediterráneas.

Próximos a los encinares, en las zonas topográficamente desfavorables para la formación de suelos, se instalan originalmente los arbustos propios del matorral (romeros, jaras, tomillos, cantuesos, etc.), los cuales, en la actualidad, destruidos los suelos por la desaparición de los bosques, prosperan en abundancia y cubren grandes extensiones que, primitivamente, estaban ocupadas por el encinar.

En las serranías occidentales reconocemos al alcornoque o Quercus suber (Sanguisorbo hybridae-Querceto suberis S), que ocupa las laderas medias y altas de solana -localmente denominadas cuerdas- y las bajas de umbría.

#### **III.5.4.5      Localización y descripción de las áreas de estudio**

La estación realizada en la raña de la Ermita de San Andrés, (término de Viso del Marqués), fue realizada a 38° 29' 30" de latitud norte y a 0° 02' 00" de longitud este, a la altura del kilómetro 16,500, donde se puede apreciar dos retazos más o menos paralelos entre si, partiendo del vértice Coberteras, según podemos ver en la Figura 3.57. Ambas rañas están separadas del conjunto montañoso. En ella existe una enorme profusión de gravilla negruzca-rojiza por ferruginización esparcida en superficie.

Debido a que no existe cortes de ningún tipo, es por lo que sólo se constata localmente que a > 50 cm se halla el horizonte de cantos pálidos. Se ve igualmente testimonios de hidromorfia en el substrato pizarroso fuertemente alterado, la alta hidromorfia (pseudogleyización), existiendo gran cantidad de rañizo.

En resumen las dos pequeñas áreas de raña de la parte del Viso del Marqués (Ciudad Real), Figura 3.58, se esquematizan de la manera siguiente:

##### **1ª raña**

- Superficie 0,48 km<sup>2</sup>
- Altitud del ápice 870 m
- Altitud mínima 830 m
- Longitud máxima 1.200 m
- Pendiente 3,3%

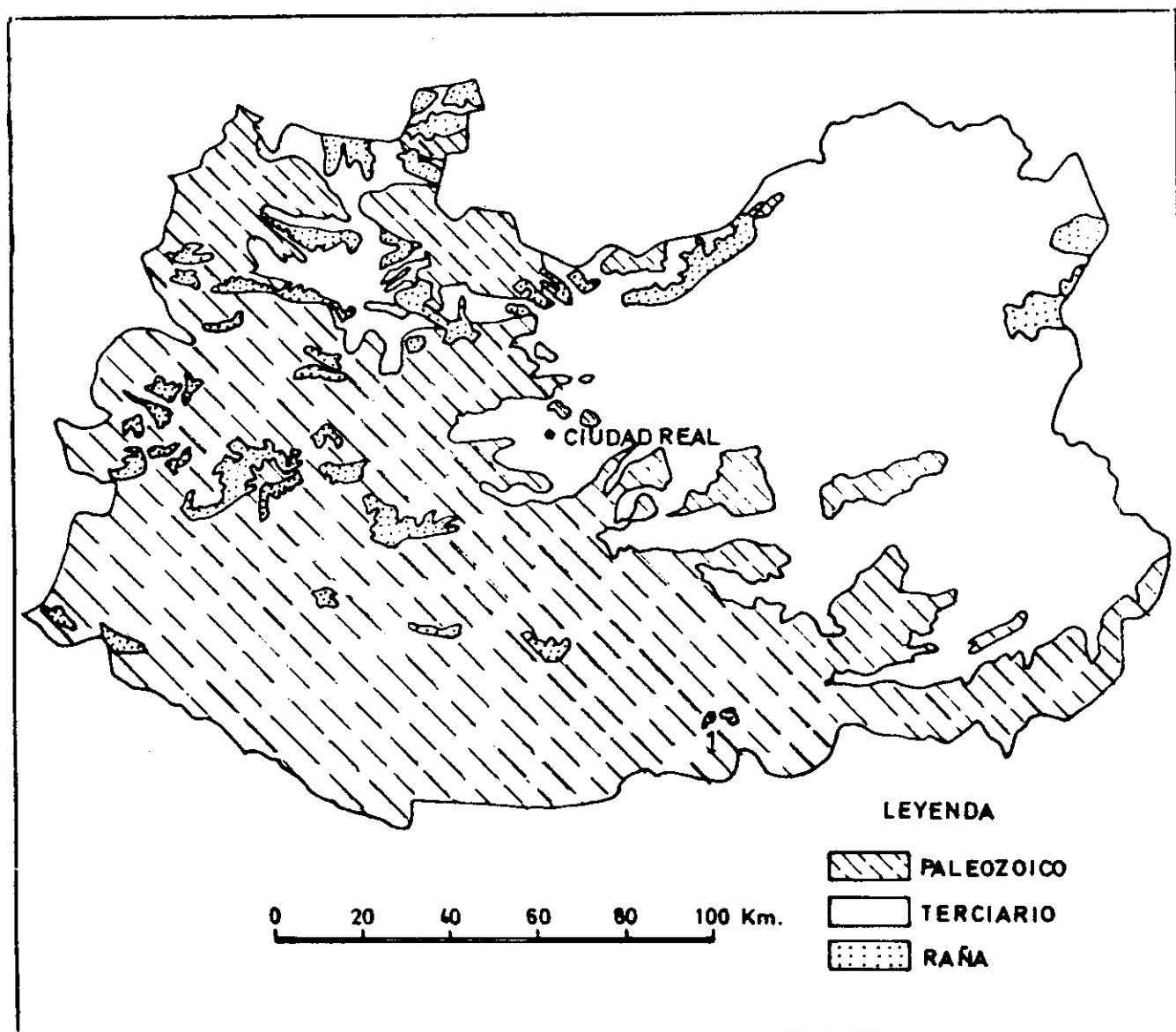


Figura 3.57 Mapa de localización de las rañas de Ciudad Real

1 San Andrés

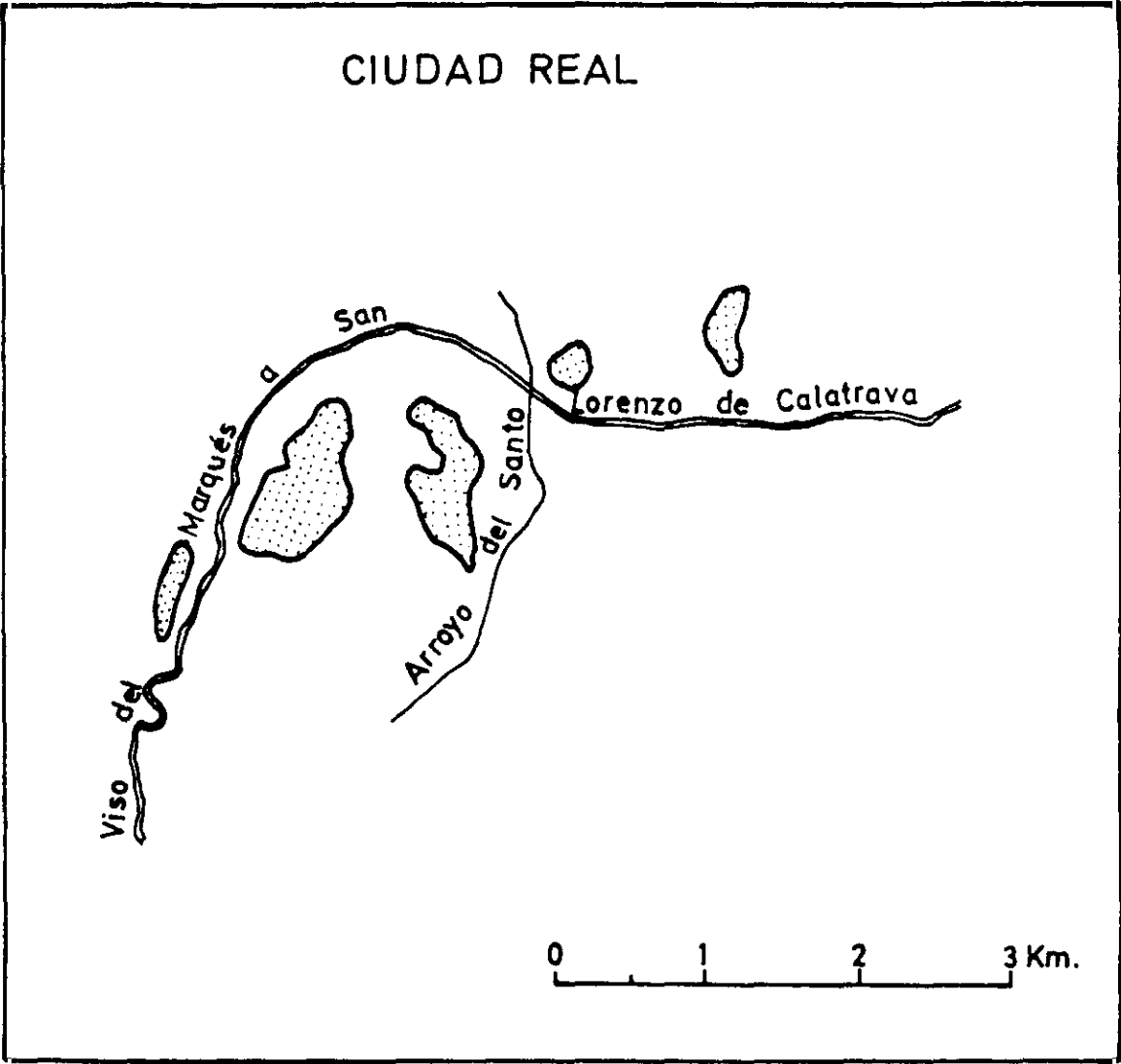


Figura 3.58 Rañas de Ciudad Real



## **2ª raña**

- Superficie 0,33 km<sup>2</sup>
- Altitud del ápice 870 m
- Altitud mínima 820 m
- Longitud máxima 1.200 m
- Pendiente 4,1 %

### **III.5.5 Jaén**

Como parte integrante de Andalucía, la provincia de Jaén está situada en el ángulo noroeste de Andalucía y forma parte de la Andalucía Oriental, sin embargo se encuentra situada en el contacto entre las tres grandes unidades geomorfológicas que constituyen Andalucía: Sierra Morena al N, las cordilleras Béticas al S. y al E y el valle del Guadalquivir en el centro-oeste provincial.

El relieve concede a esta provincia un valor singular, de transición, con una riqueza de formas y matices poco corrientes en una región como la andaluza, tan diversa y múltiple. Tres son, sin embargo, las unidades geomorfológicas principales: Sierra Morena, en el tercio septentrional de la provincia, la Serranía Subbética en el sudeste y por último, entre ambas, una zona de relieve suave que se corresponde con el final de la Depresión del Guadalquivir.

La historia geológica y la actividad erosiva del río Guadalquivir y sus afluentes son los factores que contribuyen a esta separación morfológica. Al mismo tiempo que existen una neta diferenciación geológica entre dichas áreas, si bien, con una mayor variedad en el sector subbético, el cual en el extremo oriental de la provincia entra en contacto (según Solé Sabaris) con el final suroeste de la Cordillera Ibérica.

### **III.5.5.1      Sierra Morena**

Entre los modelos geomorfológicos correspondientes a zócalos, el borde meridional del Macizo Hespérico define uno de los casos más interesantes de la Península Ibérica. Se trata de un orógeno fuertemente cratonizado que conjuga en su trama estructural una llamativa tectónica de fractura alternante con una no menos intensa serie de conjuntos plegados instruidos, todo esencialmente organizado según el rumbo hercínico NW-SE, y que hacia el contacto con la Depresión del Guadalquivir tiene retazos de cobertera miopliocena sobrepuesta discordantemente y sin desarrollo de formaciones agudas.

En el sistema mariánico se reconocen tres ámbitos geológicos que sustentan otras tantas grandes unidades morfoestructurales:

- La Unidad Occidental o surportuguesa-onubense.
- La Unidad Central o pedrocheña.
- La Unidad Oriental o alcudiana.

De las tres unidades citadas, la que más nos interesa es esta última, donde el zócalo, con profusión de barras cuarcíticas ordovícicas que sobresalen en la orografía de las sierras, entra en contacto con los pliegues mesozoicos de las orlas prebética y subbética. En el límite meridional destacan las fracturas de componente N-S y ENE-WSW de Bailén-Andújar-La Carolina que ponen en contacto brusco sedimentario con el macizo Hespérico.

Resultado de la evolución policíclica regradativa del zócalo, el común denominador geomorfológico de Sierra Morena lo constituyen las superficies de aplanamiento, incididas más o menos vigorosamente por la red fluvial y desniveladas, según los casos, por los rejuegos de la tectónica de fractura. Aun cuando el conocimiento actual de las mismas dista mucho de ser geográficamente completo y

riguroso, han llegado a definirse algunos tipos que sirven de argumento a la secuencia evolutiva de la Sierra.

Es la región más septentrional de Andalucía, con 500 km de recorrido en el sentido E-W, entre Alcaraz y el Valle del río Guadiana; constituye la divisoria de aguas entre las cuencas del Guadalquivir y el Guadiana. Predominan colores oscuros, aportados tanto por los materiales geológicos como por la vegetación (encinares y matorral), y de ellos toma nombre.

En el sector ocupado por esta provincia la dislocación principal está complicada por fracturas secundarias longitudinales y transversales que originan una compleja estructura de bloques tectónicos escalonados y fraccionados transversalmente. Estos han sido separados por los valles afluentes del Guadalquivir que han aprovechado las líneas de fractura para, con una poderosa erosión remontante, incorporar porciones de La Meseta a la cuenca hidrográfica Bética. Así sucede con el río Jándula, que ha llevado sus fuentes a 50 km más allá del escarpe original, excavando la penillanura herciniana y dando lugar a lo que Solé Sabarís califica de "el mejor ejemplo de relieve apalachense de la Península Ibérica".

Está caracterizado este sector por un relieve de fuertes pendientes con valles alargados y angostos cuyas alturas culminan por encima de los 1.000 m. En los Picos Estrella (1.300), Montón de trigo (1.210), Peña de Malabrigo (1.127 m), Desesperada (1.146 m), entre otros.

Los materiales que afloran en este sector, son del Ordovícico y Silúrico fundamentalmente, son rocas metamórficas, con algunos apuntamientos de rocas plutónicas, destacando los esquistos, cuarcitas, areniscas, calizas cristalinas y granitos.

#### **III.5.5.1.1     Borde sur de Sierra Morena**

La aplicación del concepto raña a las formaciones geológicas compuestas por "facies conglomeráticas o detríticas con matrices más o menos rojizas", al pie de los

relieves del zócalo hespérico que orlan por el N la cuenca sedimentaria del Guadalquivir, pueden verse cartografiadas y analizadas en una amplia mayoría de los Mapas Geológicos de la Serie Magna, posteriores al año 1973, así como en el Mapa del Cuaternario de España (1989), Figura 3.59.

Se trata en todos los casos de una correlación regional con las formaciones propias de la Meseta, siguiendo una larga tradición geológica que tiene como máximo exponente la obra de L. Solé Sabarís (1952). Los presupuestos de dicha correlación se apoyan en tres grandes criterios:

- Uno **geomorfológico**: la conformación de altos piedemontes o de glacis acumulativos, siempre por encima de las terrazas fluviales más altas.
- Otro **litológico**: la presencia de facies conglomeráticas de caracteres fanglomeráticos (abanicos, debris-flow, conos coalescentes, etc.).
- Y uno **geoquímico**: que tanto confiere a la formación tonalidades de campo "rojizas" u "ocres", como la muestra ampliamente descarbonatada.

Desde el punto de vista interpretativo, los autores, de forma alternativa le han concedido valor cronoestratigráfico, morfogenético o paleoclimático. Y desde un primer momento se han ubicado cronológicamente en el límite Plio-Pleistoceno.

No obstante, la investigación detallada de estas rañas cuenta con pocas aportaciones.

#### **III.5.5.1.2 Sierra Morena Oriental**

Las facies groseras identificadas como rañas por Chaput (1971) al N de Andújar (Jaén) y en las inmediaciones del pantano del Rumblar, componen una topografía que, fosilizando un zócalo alterado y rubefactado, enlaza morfológicamente con relieves residuales. El problema básico para el autor se centra en la interpretación

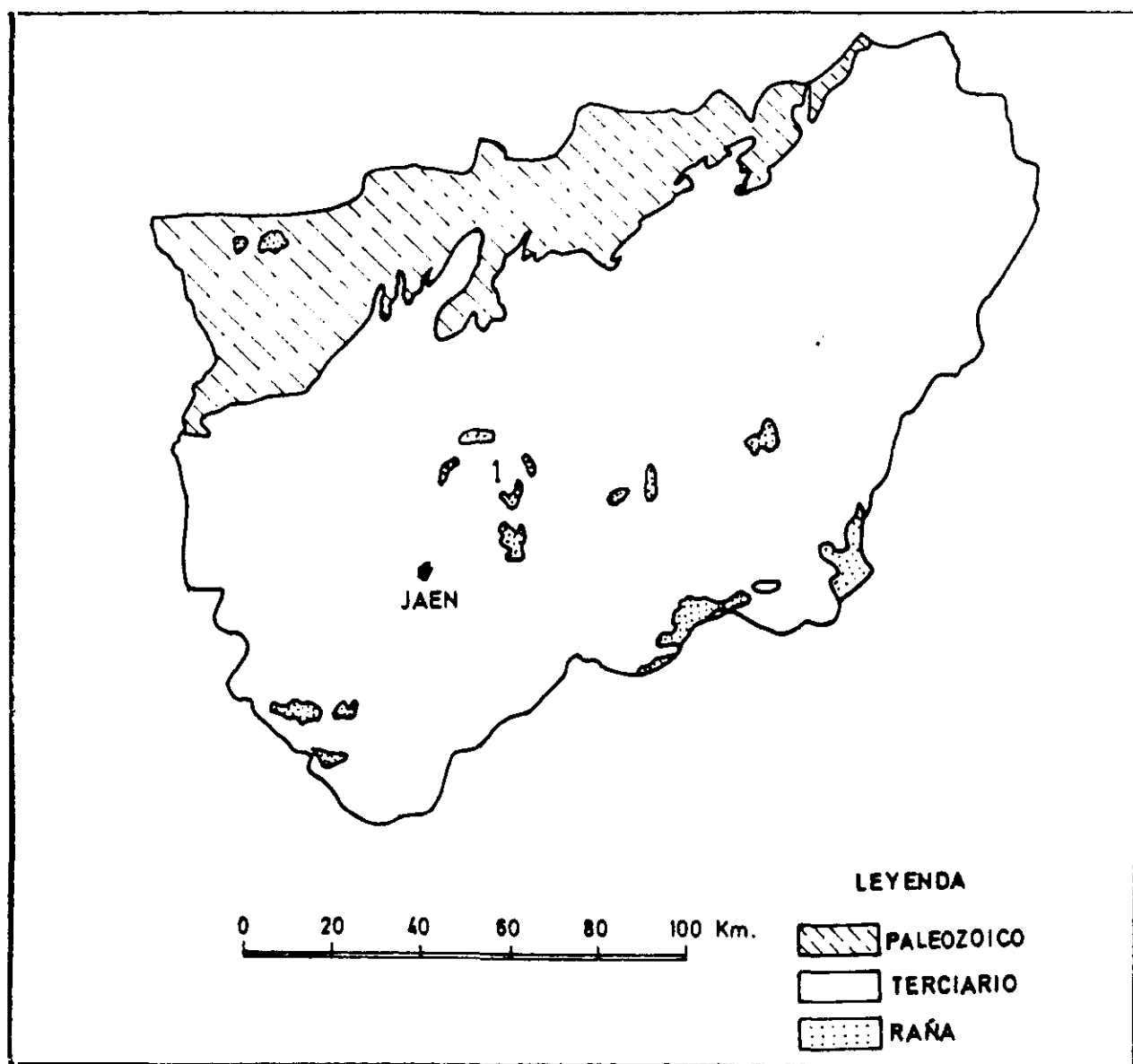


Figura 3.59 Mapa de localización de las rañas en la provincia de Jaén

1 Santa Elena

de dichas alteritas; bien como pre-rañas, bien como alteración reciente (Cuaternario Medio). La ausencia de procesos de caolinitización en su seno, inducen finalmente al autor a atribuir un origen intracuaternario para estos saprolitos.

En resumen, en la denominada raña del borde S de Sierra Morena hay que distinguir:

- Las altas superficies de raña que constituyen piedemontes erosivos (piedemont). Los restos de coberteras, presentan facies conglomeráticas de diferente caracterización cuyos rasgos alterológicos están ligados a procesos de rubefacción y de fuerte caolinitación, quedando aún por definir la presencia de episodios de alteración pre-raña, Figura 3.60.
- En el enlace con la Cuenca sedimentaria, o plenamente en ella, se han reconocido episodios de alteración y depósitos detríticos acompañados igualmente de procesos de rubefacción. Cabe plantear, en este punto, qué relación guarda esta sucesión con los episodios transaccionales de alteritas "rojas" y "ocres" que caracterizan el paso Neogeno-Cuaternario en la Meseta (Martín Serrano, 1988).
- Por último, en el registro geomorfológico y sedimentario, se han distinguido otros depósitos que nada tienen que ver con los rasgos anteriores y que evidencian la evolución intracuaternaria del zócalo ("rañizos", paleocauces, glacia embutidos, altos niveles aluviales, etc.).

Según esto, la denominada raña de Sierra Morena es heterogénea en cuanto a formación morfogenética por sectores.

(Recio Espejo, J.M. et al., 1992).

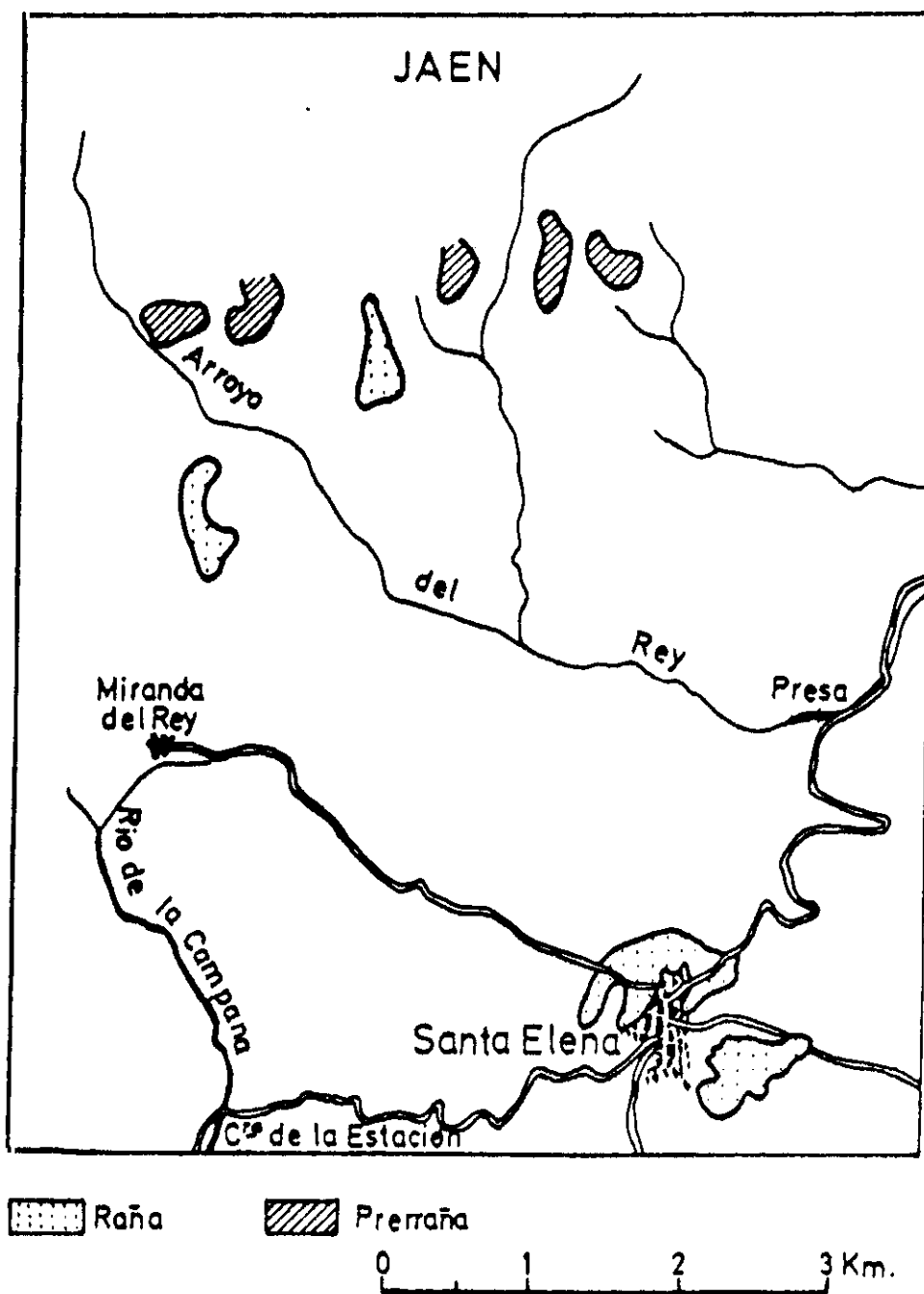


Figura 3.60 Rañas de Jaén

### **III.5.5.2      Geología del entorno**

Dentro de la provincia de Jaén la zona que más nos interesa es la parte septentrional que es donde hemos realizado las estaciones, y geológicamente está formada por dos unidades, Figura 3.61. La primera corresponde a la zona más meridional de la Meseta, con predominio de materiales del paleozoico inferior y medio predominando las calizas cristalinas del precámbrico, las cuarcitas del silúrico y las pizarras arcillosas del cámbrico. La deposición tectónica mantiene aún la directriz herciniana, aunque con clara tendencia hacia el este y noreste. La organización litotectónica ha creado importantes relieves diferenciales coincidiendo las principales sierras con enclaves cuarcíticos que emergen de entre las series plegadas, tal como ocurre en las sierras referidas, donde se detectan excelentes casos de relieves aplachienses. Hacia el este esta región entra en colisión con las Béticas a través de imbricaciones tectónicas, como se refleja en la sierra de Alcaraz.

Todos estos materiales se fueron depositando en la gran cuenca marina del Paleozoico en enormes espesores de sedimentos que sufrieron fenómenos de plegamiento, fracturación, etc., a finales de la era, en la Orogenia Hercínica, que onduló y quebró estas rocas, comenzando inmediata y simultáneamente los procesos erosivos un trabajo que, desde entonces no se ha detenido. Sin embargo, a pesar del tiempo transcurrido; todavía puede verse con cierta claridad la organización estructural originada por este movimiento orogénico.

### **III.5.5.3      Hidrografía**

La hidrografía de la provincia de Jaén tiene una gran unidad, ya que toda la provincia, salvo porciones mínimas, pertenece a la cuenca hidrográfica del Guadalquivir, constituyendo el alto Guadalquivir, es decir, el curso alto o cuenca superior del principal río de Andalucía. Sin embargo, dentro, de este predominio cabe distinguir entre: a) el río Guadalquivir propiamente dicho; b) el sistema del Guadiana Menor, y c) el complejo fluvial centrado en el Guadalimar.



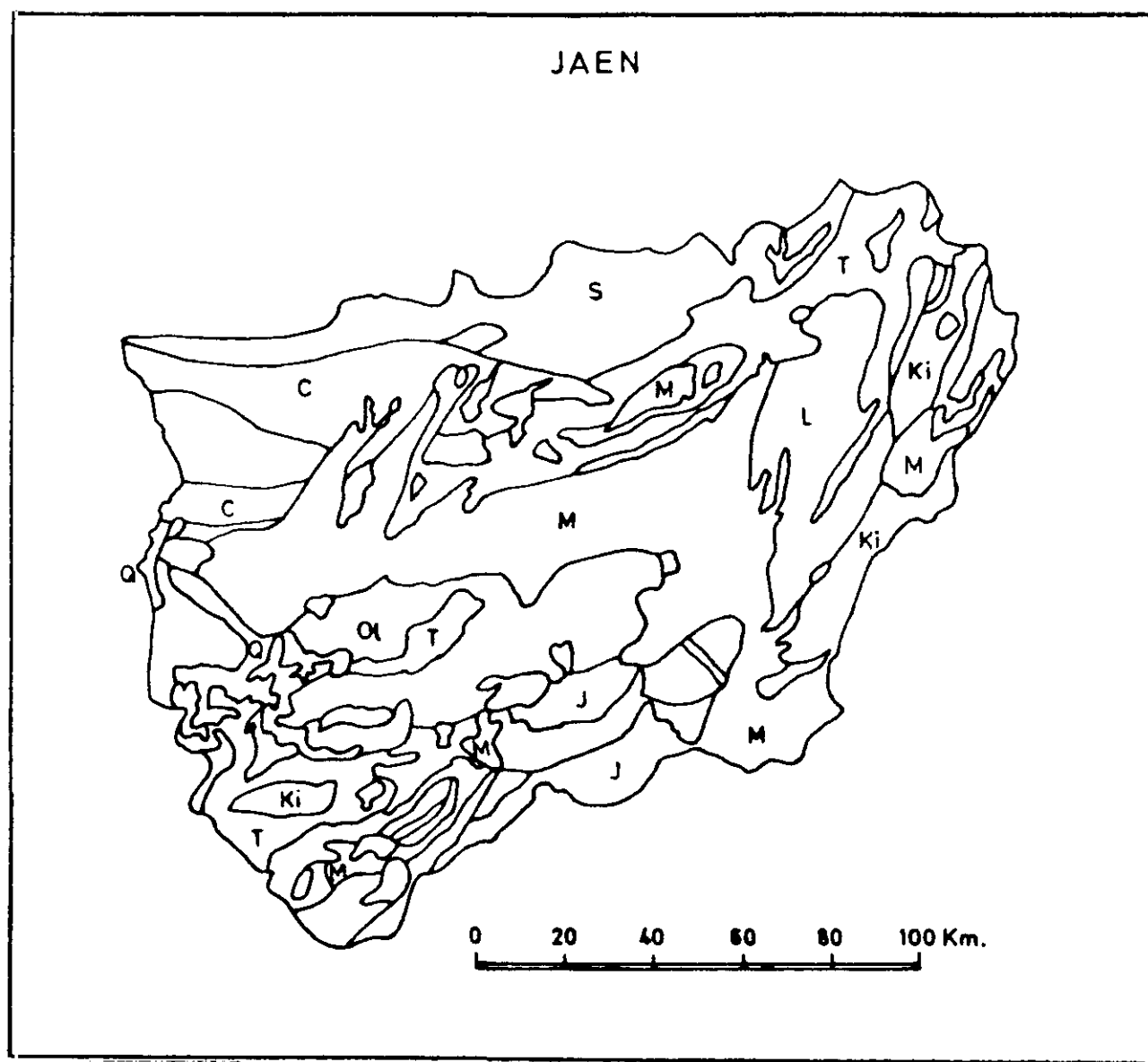


Figura 3.61 Mapa geológico provincial

### LEYENDA - GEOLOGICO DE JAEN

<b>Q</b>	CUATERNARIO
<b>M</b>	MIOCENO
<b>OI</b>	OLIGOCENO
<b>N</b>	EOCENO
<b>Kj</b>	EOCRETACEO
<b>J</b>	JURASICO
<b>L</b>	LIASICO
<b>T</b>	TRIASICO

De los tres el que nos interesa es el Guadalimar ya que fluye al Guadalquivir por su orilla derecha. Recoge los derrames de la Sierra de Segura y del borde oriental de Sierra Morena y circula de NE a SW siguiendo una fosa posiblemente tectónica que define y separa la Loma de Ubeda del macizo propiamente dicho de Sierra Morena, desembocando en el Guadalquivir no lejos de Mengíbar. Menos significativa que el Guadiana Menor, el Guadalimar, con las aportaciones del Guadalmena y el Guadalén es otra de las tres cabeceras esenciales del Alto Guadalquivir.

Otros afluentes menores son el Rumblar, también por la derecha, y que desemboca entre Mengíbar y Andújar, y, por la margen izquierda, el Jandulilla y el Guadalbullón. El Rumblar desde la margen del Guadalquivir hasta las alturas del reborde de la Meseta central, en el tramo de éste comprendido aproximadamente, entre los meridianos de Santa Elena y Espeluy. De área tres veces mayor que la del río Guadiel, mide la del Rumblar 1.083 km<sup>2</sup>, de los que corresponden 992 a la provincia de Jaén y 91, es decir, menos de la décima parte del área total, a la de Ciudad Real.

Presenta la cuenca una forma irregular ensanchándose a medida que se progresa de S a N. Mide 50 km en la dirección de su mayor desarrollo, que coincide, sensiblemente, con la de NNE a SSW. Su anchura variable, medida según direcciones normales a aquella de su eje principal, es de 9 km a la altura del caserío de Rumblar, en la parte final del curso del río del mismo nombre.

Desde las Navas de Tolosa la divisoria sigue con rumbo NNE por una serie de cerros que culminan entre 700 y 788 m, y al llegar a las inmediaciones de Santa Elena, que queda al E y fuera de esta cuenca, tuerce al NW, pasando al Oriente de la aldea de Miranda del Rey y por la loma de la Mesa del Rey (866 m) llega a un pico de 1.244 m de altitud de la sierra donde se alza el vértice geodésico de primer orden Estrella (1.300 m).

Con dirección al N durante un breve recorrido, que pronto se cambia por la de NW, la divisoria queda definida por cerros de cotas de 1.078, 1.135, 1.216, 1.217

y 1.231 m. Avanza con un sinuoso trazado, pero arrumbada en general al W, por los altos de la Vaqueriza (1.163 m), Alhambra (1.147 m), Coberteras (1.102 m), Majada Alta (1.032 m) y Morra del Puerto (1.046 m), a cuyo pie tiene su origen el río Grande, rama principal del árbol fluvial del Rumblar.

La línea divisoria de la cuenca del río Rumblar sólo alcanza cotas superiores a 1.000 m en el fondo o cabecera de la misma, exactamente durante el trayecto en que se desarrolla dentro de la provincia de Ciudad Real. También la divisoria presenta, a lo largo de su sección occidental, altitudes mayores que las de los puntos que en la opuesta sección se encuentran simétricamente situados con relación al eje de la cuenca, como anuncio de los máximos relieves que alcanza la Sierra Morena en la inmediata cuenca del río Jándula. A las altitudes de Baños de la Encina y de Miranda del Rey, 420 y 720 metros respectivamente, pueblos que se encuentran sobre la divisoria de la margen izquierda, se oponen en la de la orilla derecha puntos que sobrepasan respectivamente los 700 y 900 m.

No obstante el gran número de cerros, que a primera vista dan la sensación de un complicado relieve del suelo de esta cuenca, las divisorias secundarias de los arroyos y barrancos aparecen orientadas, en general, de N a S, de lo cual es lógica consecuencia la estructura sumamente sencilla de la red de desagüe de la cuenca. Tan sólo en el tercio superior de ésta se yergue, en dirección transversal, la maciza serrota que culmina en los picos Montón de Trigo (1.210 m) y Estrella (1.300 m) y que por su extremo occidental ciñe el río Grande, que por profundo desfiladero cruza entre dicha sierra y la loma del Carrizo.

A la formación del río del Rumblar contribuyen tres corrientes principales, todas las cuales descienden de N a S, según la inclinación general del terreno, sensiblemente equidistantes entre sí.

La arteria que drena la zona oriental de la cuenca es el río de la Campana, corriente que toma este nombre en las inmediaciones de la aldea de Miranda del Rey al confluir diversos arroyos, el más importante de los cuales es el del Hornillo, nacido

a 1.180 m de altitud al pie del vértice Estrella, desde donde se precipita torrencialmente, ya que la cota de la corriente a su paso junto a Miranda de Rey es tan sólo de 700 m. Marcha el río de la Campana hacia el S durante corto número de kilómetros, para tomar luego la dirección SW, que conserva en todo el resto de su curso, hasta su afluencia al río Grande. El tramo más sinuoso y encajado de su recorrido es aquel en que su aguas descienden desde la cota de 640 m a la de 500, ceñido por su orilla izquierda por las alturas que culminan a 798 m en el vértice Luna. Ocho kilómetros antes de rendir su escaso caudal al río Grande recibe por la derecha el río del Renegadero, corriente de caracteres análogos a los del río de la Campana y de 10 kilómetros de longitud, constantemente recorridos con rumbo hacia el S.

Como resumen de lo anteriormente expuesto podemos decir que la cuenca del Rumblar se extiende en su casi totalidad por una zona de la Sierra Morena en que las características de esta comarca se ofrecen de manera bien acusada: suelo sumamente quebrado, cubierto por la obscura vegetación de monte bajo, y extremada escasez de población, contándose sólo tres núcleos de aquélla en toda el área de la cuenca.

#### **III.5.5.4      Clima**

Característica muy significativa del clima de la provincia de Jaén es su diversidad, lo que se justifica, por una parte, a causa de su posición interior, entre el gran macizo de las Béticas y la Meseta, pero también por su abertura, gracias al Valle del Guadalquivir, a la influencia de las borrascas atlánticas. La bonanza atlántica va aumentando desde Sierra Morena Oriental hacia la Occidental, mientras que a la inversa se da un incremento de la continentalidad; por otra parte la termicidad de los valles del Guadalquivir y del Guadiana penetra por los barrancos hacia las cabeceras de sus afluentes.

La climatología de esta provincia no se conoce en detalle; no existen series de datos suficientemente amplias, ni la red de estaciones meteorológicas tiene la densidad necesaria. El número de años de observaciones de la estación seleccionada El Centenillo, comprende el período de 1931-1963, según podemos ver en el Cuadro

3.14, que aunque los años están un poco atrasados, ha sido debido a que este observatorio ha sido cerrado, y por ello no hemos podido actualizar los datos.

CUADRO 3.14.

Estación EL CENTENILLO (Jaén)	Meses												
	E	F	M	A	My	J	Jl	Ag	S	O	N	D	AÑO
Temperatura media °C	5,7	6,9	10,1	12,9	16,3	21,6	25,4	25,0	21,0	15,1	10,3	6,4	14,8
Precipitación mm	72	75	96	61	64	23	3	7	37	74	67	100	679

FUENTE: Instituto Nacional de Meteorología.  
Elaboración propia.

En las Figuras 3.62 y 3.63, correspondientes a las isotermas e isoyetas anuales, la citada estación está comprendida entre las isotermas de 14°C y 16°C, y las isoyetas de 500 y 600 mm respectivamente.

Hemos realizado el diagrama ombrotérmico de la estación de El Centenillo Figura 3.64, por considerarla la más próxima a nuestra área de estudio y ser la completa de temperaturas y precipitaciones.

El fenómeno mejor conocido para toda la provincia es la lluvia, y por ello hemos seleccionado tres estaciones para ver que diferencias se pueden apreciar a través de los diagramas correspondientes.

En la Figura 3.65, de la estación La Carolina El Puntal, se aprecia un máximo que comprende los tres primeros meses del año, seguido de un secundario en el mes de diciembre, siendo los mínimos los correspondientes a los de julio y agosto.

En la Figura 3.66, de la estación de Santa Elena, los máximos se dan en febrero y marzo, con los correspondientes mínimos de julio y agosto.

# JAEN

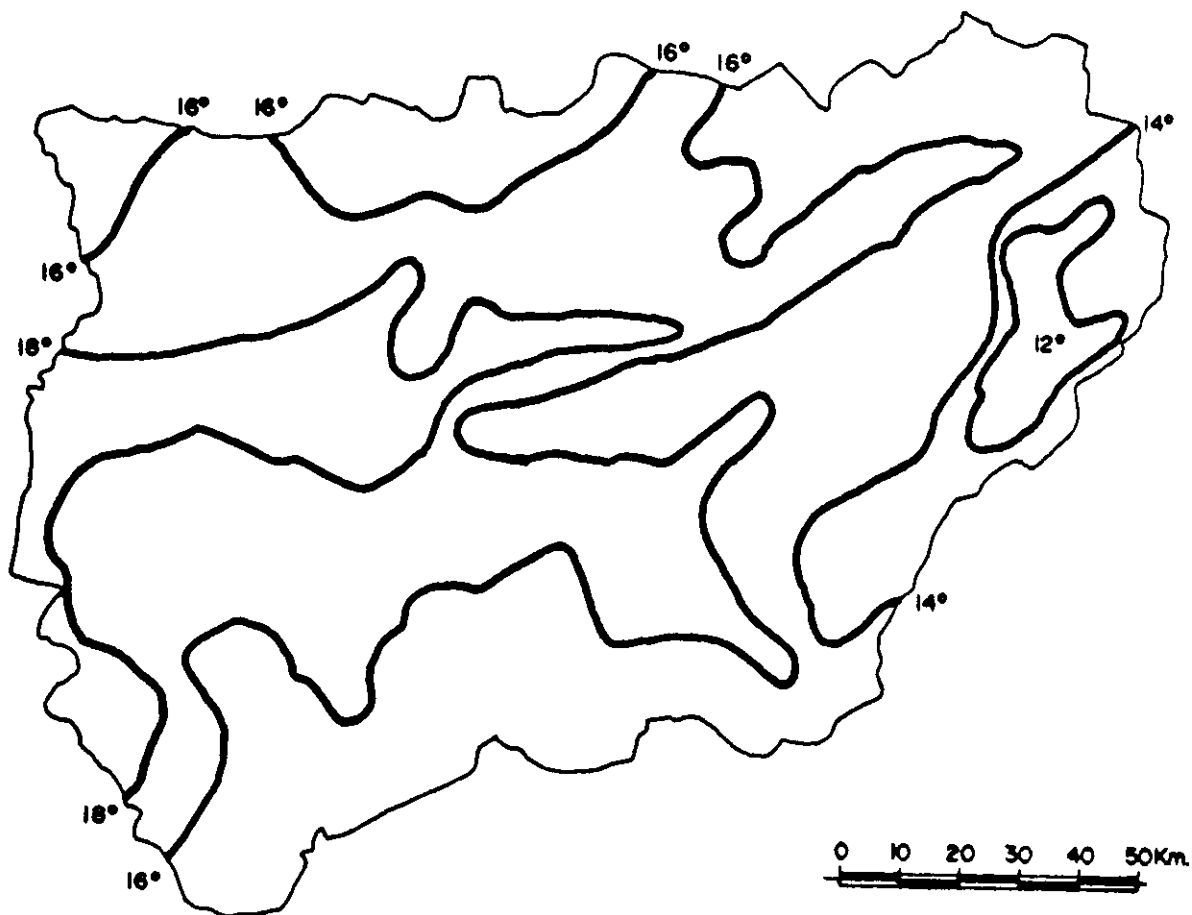


Figura 3.62 Isoterma anual

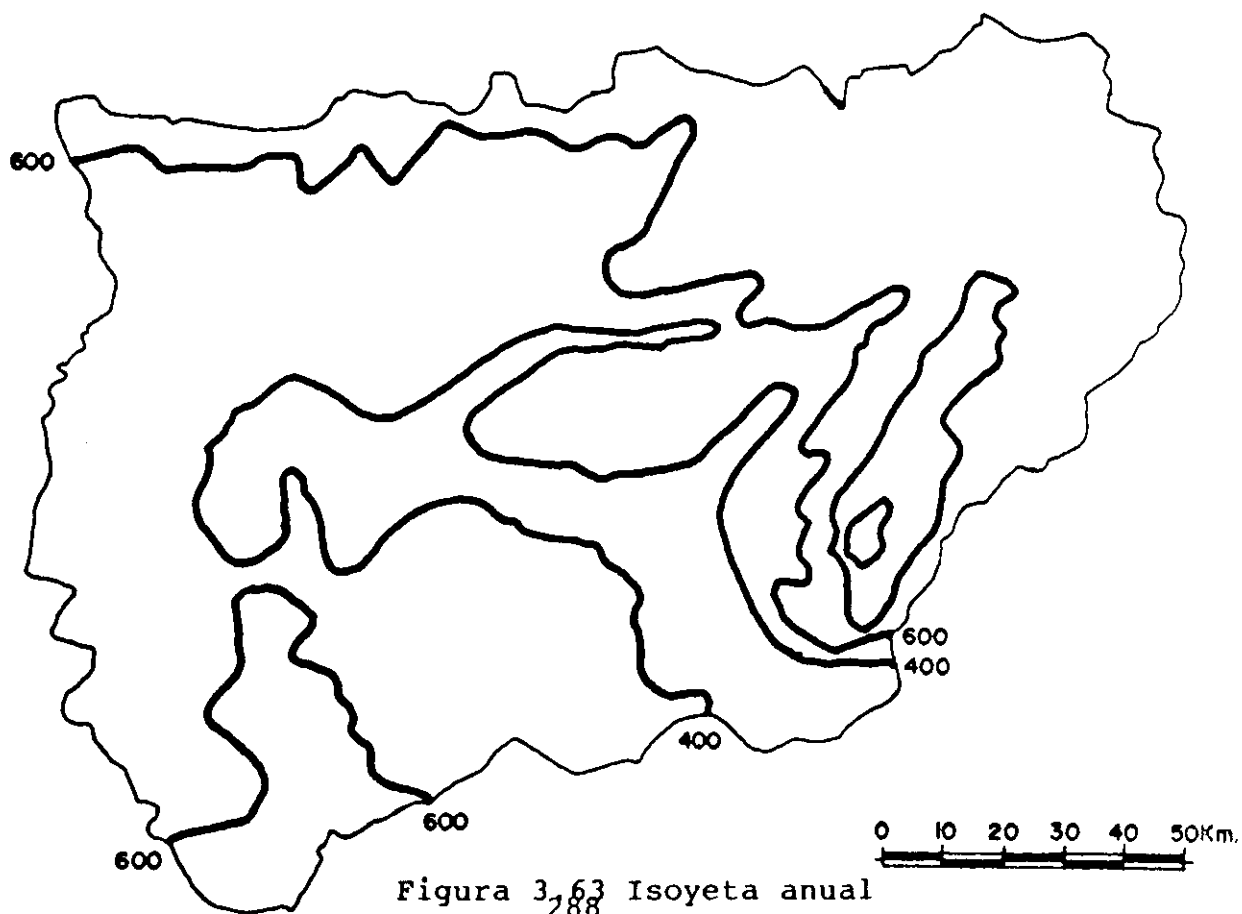
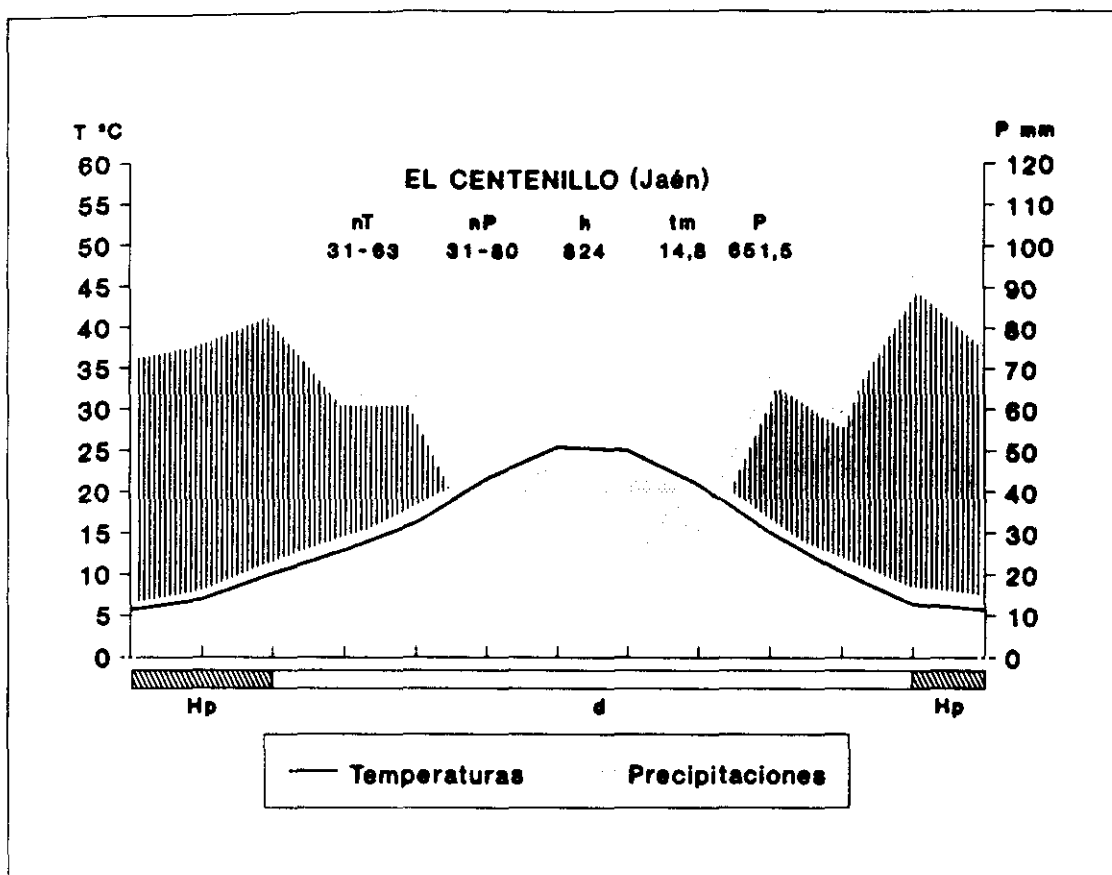


Figura 3.63 Isoyeta anual





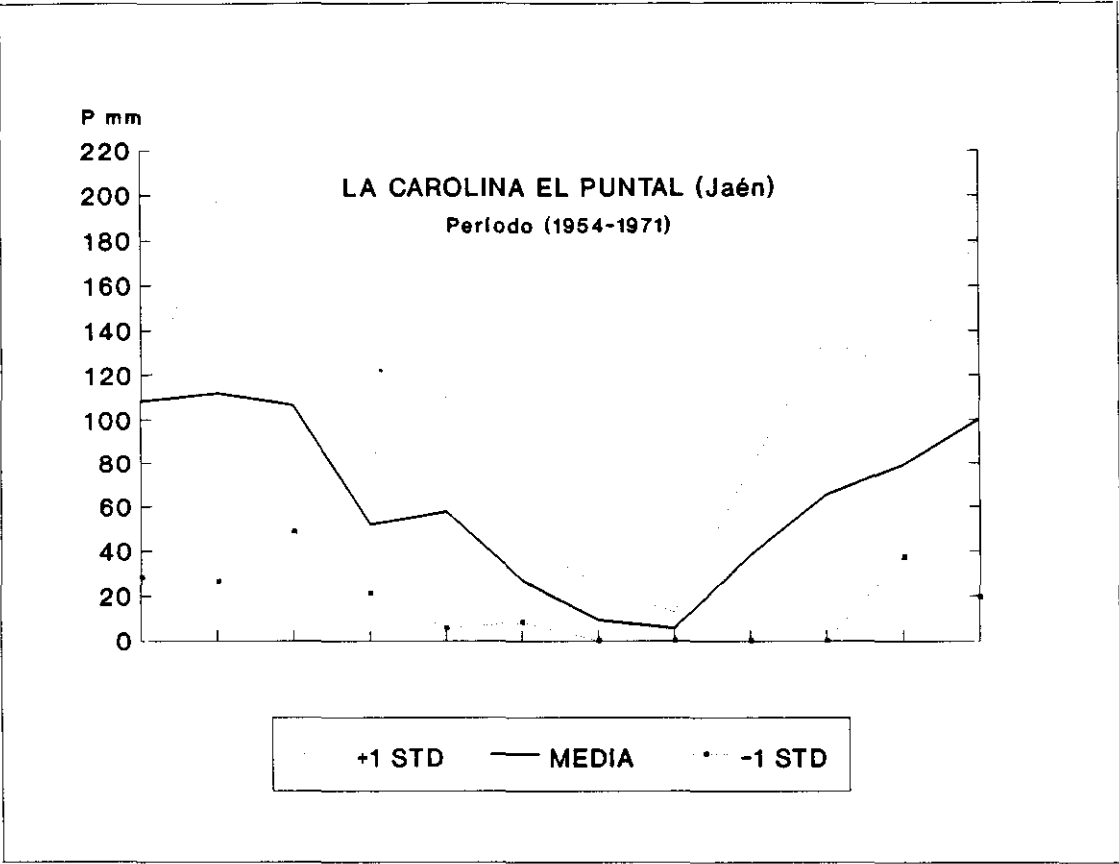


Figura 3.65 Diagrama de precipitaciones

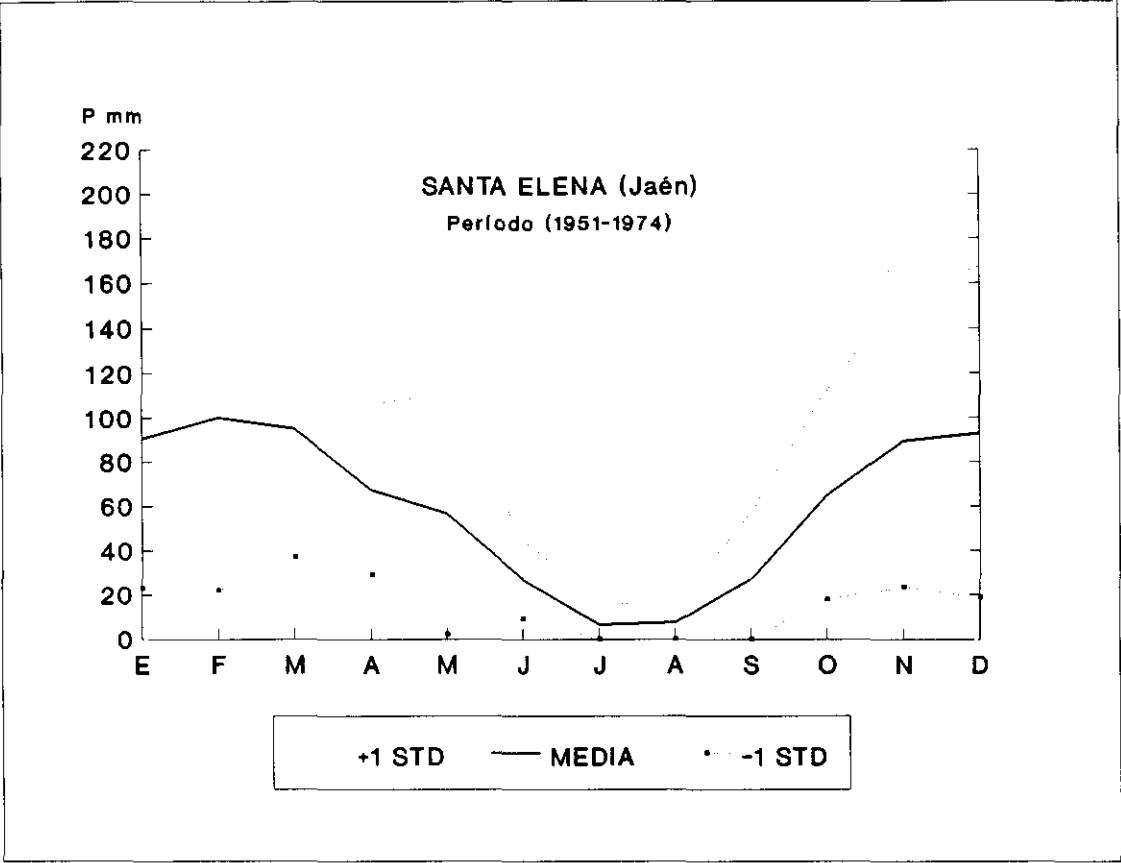


Figura 3.66 Diagrama de precipitaciones

En la Figura 3.67, de la estación de La Carolina, se aprecia un máximo en febrero y diciembre, y los mínimos de julio y agosto. Pero en esta estación las precipitaciones son algo menores que en la anterior.

La diferencia que existe entre las tres estaciones seleccionadas para la pluviometría, es que dependiendo de la altitud en las que se encuentran situadas a medida que se desciende en altura desciende el total de las precipitaciones anuales, siendo para La Carolina El Puntal de 761,5 mm; Santa Elena de 725,2 mm y finalmente La Carolina de 608,3 mm.

El cálculo de las temperaturas de El Centenillo, se puede observar en el Cuadro 3.15. Los contrastes térmicos son importantes, aunque debido sobre todo a las altas temperaturas estivales que tienden a ser superiores, como promedio, a 24 grados en julio, frente a un invierno relativamente riguroso, entre los 5 y 7 grados en enero. Las estaciones intermedias no están bien definidas, sobre todo la primavera, aunque el otoño tiende a afectar y retrasar los meses invernales, siendo la oscilación térmica de 19,7°C.

CUADRO 3.15. REGIMEN DE TEMPERATURAS

(Período 1931-1963)

Estación EL CENTENILLO (Jaén)	Meses											
	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC
TMxab	16,5	17,9	22,5	25,8	30,3	38,1	37,4	34,5	34,1	26,6	20,3	15,3
TMx	9,5	11,2	15,0	18,4	22,1	28,4	32,9	32,4	27,1	20,1	14,3	9,9
tmx	1,9	2,7	5,3	7,4	10,6	14,8	17,9	17,7	15,0	10,2	6,4	3,0
tmxab	-3,3	-2,5	0,6	2,6	5,1	9,6	13,2	13,3	8,9	4,4	1,2	-1,9
Media	5,7	6,9	10,1	12,9	16,3	21,6	25,4	25,0	21,0	15,1	10,3	6,4

- TMxab = Media de la temperatura máxima absoluta
- TMx = Media de la temperatura máxima
- tmx = Media de la temperatura mínima
- tmxab = Media de la temperatura mínima absoluta
- Media = Media de la máxima y mínima

FUENTE: Caracterización agroclimática de la provincia de Jaén.  
Elaboración propia.

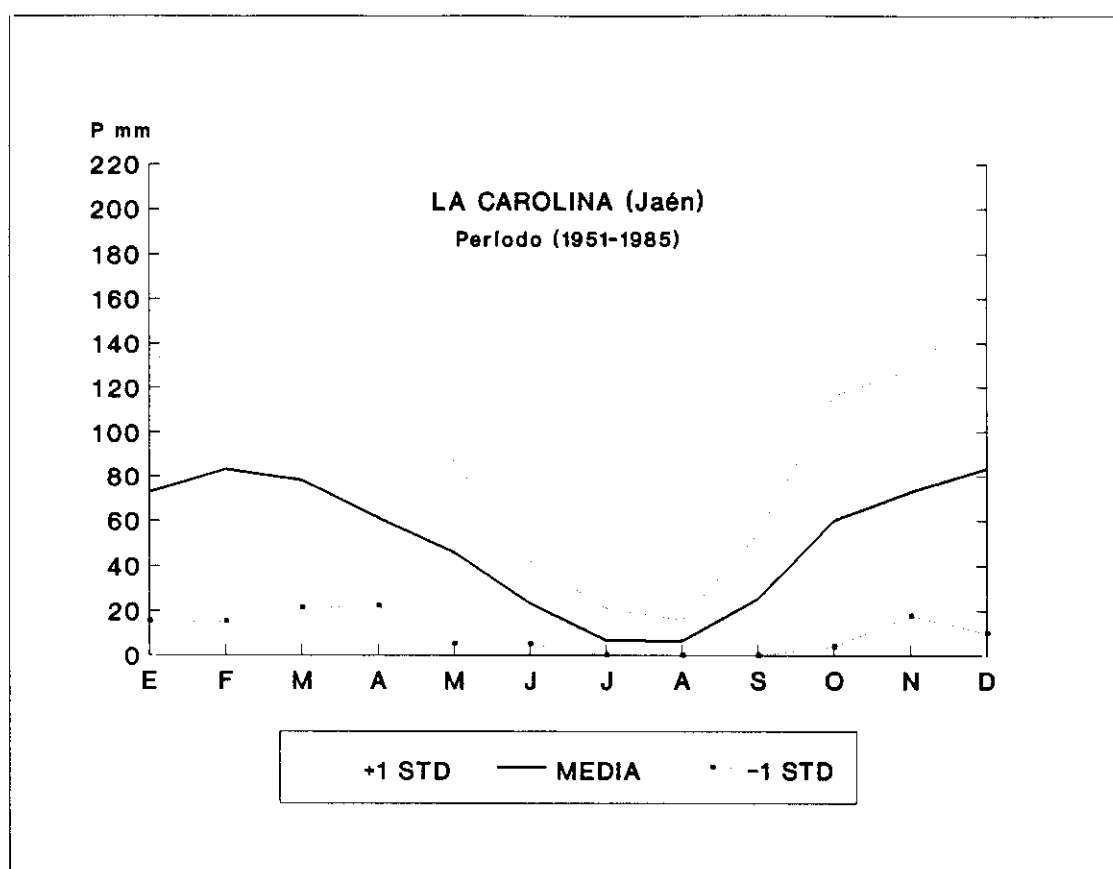


Figura 3.67 Diagrama de precipitaciones

Esta provincia como el conjunto de Andalucía, está integrada en la España seca.

Las lluvias tienen un régimen típicamente mediterráneo, con una clara sequía estacional durante los meses de verano -junio, julio, agosto-, que apenas reciben el 15 % de las precipitaciones anuales, siendo máximas las lluvias en primavera, con lluvias secundarias en invierno y otoño, en las áreas situadas más al E. La evaporación es intensa y afecta al conjunto provincial.

La estación de El Centenillo está caracterizado por los inviernos más fríos junto con los mayores riesgos de heladas.

En la clasificación de Köppen estaría incluido en las siglas Csa.

La mitad oriental de la provincia, coincide con las cotas más elevadas, y por lo tanto está caracterizado por inviernos tipo "Avena fresco" (av) y un régimen de humedad "Mediterráneo húmedo" (ME), siendo el tipo de clima Mediterráneo templado (TE1, ME).

#### III.5.5.5 Vegetación

Por lo que respecta a la vegetación autóctona se encuentra constituida por una serie de asociaciones desde el matorral bajo hasta los distintos tipos de coníferas y frondosas, lo que representa no sólo un desigual aporte de residuos orgánicos al suelo de unos ecosistemas a otros, sino también una gran diversidad de distribución de la materia orgánica en el perfil del suelo.

La vegetación de la provincia de Jaén, como en toda Andalucía, corresponde a las formaciones típicamente mediterráneas constituidas por asociaciones de especies esclerófilas y muy leñosas. La asociación más difundida especialmente es el quercetum, y entre las especies arbóreas, la encina (*Quercus ilex*) y el alcornoque (*Quercus suber*), aunque este último, por su especiales exigencias, se limita a ciertas

comarcas. En la actualidad, la encina, si bien ha sido muy mermada por la acción del hombre, se encuentra en todo el ámbito provincial hasta cerca de los 1.800 m.

Sin embargo, la degradación antrópica del encinar, así como en ciertas partes del alcornoque, ha provocado el desarrollo del monte bajo arbustivo y el matorral, que es la formación espontánea más generalizada e importante. Las formaciones más frecuentes de este monte bajo son, en primer lugar, una "garriga" abundante en plantas medicinales productoras de esencias, como lavandas, salvias, romeros y tomillos, mezclado al enebro común y a la adelfa, dispuestos los últimos en diferentes alturas que implican normalmente microclimas, y después el "retamal" dominado por la retama común, aunque con presencia frecuente de aulagas e hiniestas.

La asociación vegetal en Sierra Morena, al menos en sus partes septentrionales, es algo diferente. En conjunto, no falta la encina y, en los suelos ácidos de origen paleozoico, el alcornoque, aliados ambos con un abundante matorral con predominio de la jara que, en buena parte, da a la Sierra Morena este nombre por sus tonos verdes oscuros. A su lado, en los valles orientados hacia el N., más frescos y húmedos pese a sus veranos secos, se extienden especies como el quejigo (Quercus lusitanica) que se alía con diversas y numerosas cistáceas. La acción del hombre ha creado, especialmente en la vertiente meridional de la sierra, una formación muy típica en toda la región, pese a su reciente declive, la "dehesa" que, como en Extremadura, implica la roturación del sotobosque pero conservando los mejores ejemplos de alcornoque y encinas.

#### **III.5.5.5.1    Piso mesomediterráneo**

El piso mesomediterráneo es el de mayor extensión territorial de la Península Ibérica. Ocupa importantes territorios en Andalucía, Castilla la Nueva, Extremadura, Valencia, etc.

El termoclima se sitúa en :

- T 13 a 17°
- m -1 a -4°
- M 9 a 14°
- It 210 a 350

La serie mesomediterránea luso-extremadurensis subhúmedo-húmeda del alcornorquero (*Sanguisorbo-Querceto suberis sigmetum*), que ocupa amplias áreas en Extremadura y Sierra Morena. En tales territorios se imbrica con frecuencia, formando ecotonos de difícil interpretación, con la serie mesomediterránea de la carrasca *Pyro-Querceto rotundifoliae sigmetum*.

Las series de la encina rotundifolia o carrasca (*Quercus rotundifolia*) corresponden en su etapa madura o clímax a un bosque denso de encinas que en ocasiones puede albergar otros árboles (enebros, quejigos, alcornoques, etc) y que posee un sotobosque arbustivo en general no muy denso.

#### **III.5.5.6      Localización y descripción de las áreas de estudio**

Las estaciones que hemos realizado se encuentran situadas en la Hoja nº 862 Santa Elena, ver Figura 3.68.

La rãña de Miranda del Rey: Mesa, localizada a 38° 22' 20" de latitud norte y a 0° 07' 50" de longitud este, podemos apreciar en esta zona los siguientes aspectos:

- 1)      Espesor estimado: 5 a 6 m.
- 2)      Grandes tamaños de bloques predominantes; sobre todo en superficie. Ello se podría explicar por la cercanía a las serratas cuarcíticas.

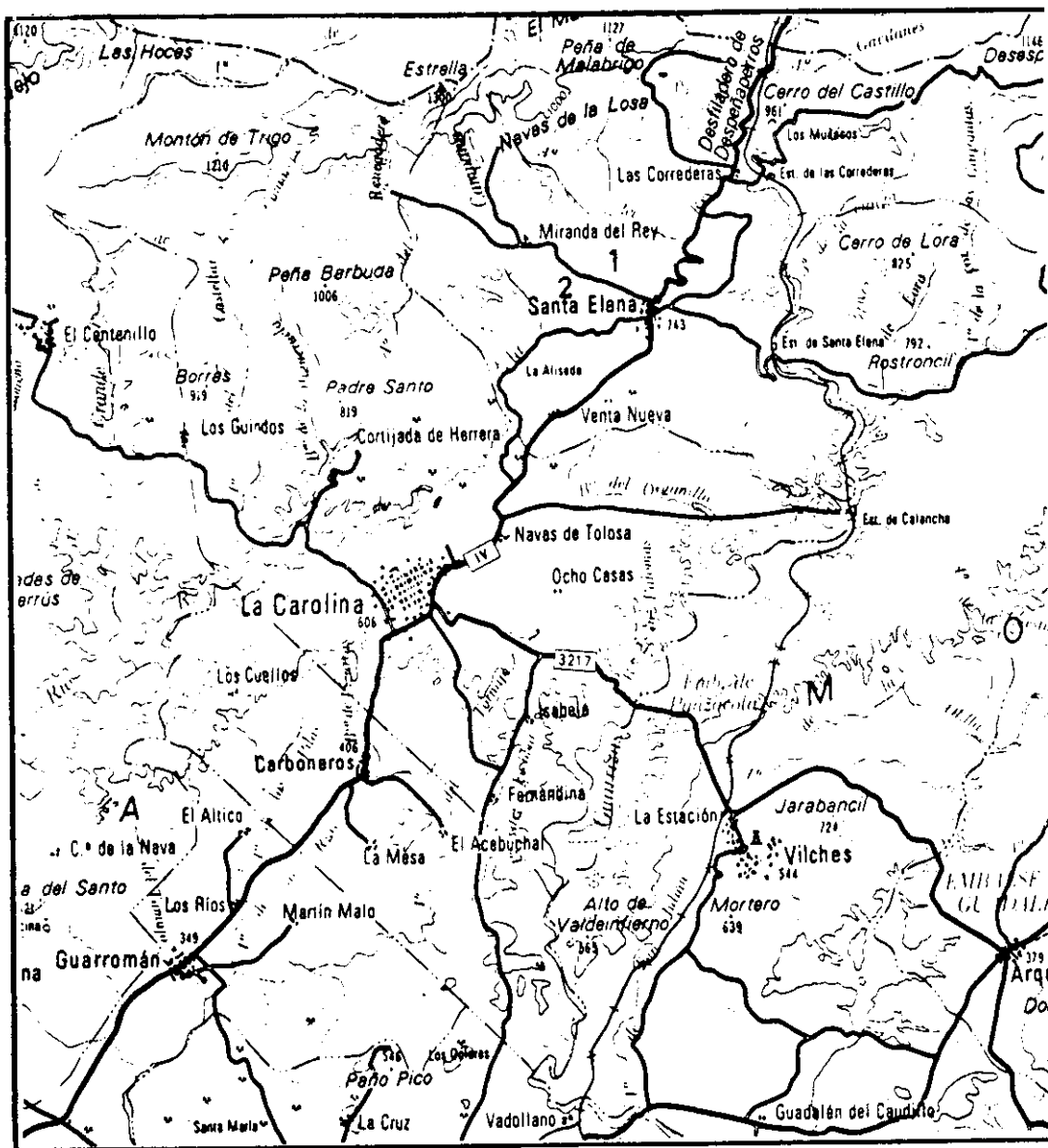


Figura 3.68 Mapa de situación geográfica de las  
estaciones de Jaén

- 1 Miranda del Rey
- 2 Santa Elena



- 3) Planitud total de la Mesa; ligera inclinación hacia el Sur.
- 4) Bloques y cantos grandes con marcas de choque.
- 5) No existe ningún corte, ni natural, ni artificial. No obstante se reconocen:
- cantitos, gravillas negruzcas y rojo negruzcas en la superficie no alterada de la mesa. La superficie ha sido labrada y finalmente arada para plantar pinos.
  - horizonte de cantos de cuarcita con coloraciones rojas fuertes y blanquecinas.
  - substrato: pizarras alteradas a colores vinosos. Base de la raña, alteración.

Hacia abajo las pizarras tienen coloraciones más rojizas y cierta cantidad de arcilla.

- 6) Cantos muy angulosos, y prácticamente sin alterar.

En la raña de Santa Elena, la estación se ha localizado en la trinchera de la carretera de acceso a Santa Elena desde la Nacional IV entrando desde Andalucía, a 38° 20' 50" de latitud norte y a 0° 09' 10" de longitud este.

En el corte de unos 6 m de profundidad se ven:

- a) raña con gravilla roja negruzca.
- b) raña con cantos pálidos.

- c) sustrato de un conglomerado de cantos de cuarcitas (y en menor proporción de cuarzo), sin alterar, aunque con netas coloraciones grisáceas o blanquecinas junto a las rojas vinosas.
- d) cantos bastante angulosos, que se parten al extraerlos, luego la alteración ha continuado "in situ".
- e) cierto número de cantos poseen pátina de color cuero verdoso-amarillento, semejante a la de los cantos del Buntsandstein.

Las citadas rañas de Sierra Morena, se pueden ver resumidas en los siguientes esquemas:

#### Miranda del Rey: Mesa

- Superficie 0,15 km<sup>2</sup>
- Altitud del ápice 875 m
- Altitud mínima 865 m
- Longitud máxima 850 m
- Pendiente 1,1 %
- Anchura 250 m

#### Salto del Fraile

- Superficie 0,12 km<sup>2</sup>
- Altitud del ápice 875 m
- Altitud mínima 860 m
- Longitud máxima 650 m
- Pendiente 2,3 %

## Santa Elena

- Superficie de los dos restos de rañas 0,35 km<sup>2</sup> y 0,23 km<sup>2</sup>.
- Altitud de los ápices 786 y 782 m
- Distancia de enlace con Mesa del Rey 5.650 m
- Pendiente 1,65 %

El aspecto del sedimento recuerda a los pérmicos de Noviales (SW), al NE de Riaza. Ello es debido, probablemente, a que tanto en Santa Elena como en los peñascos triásicos de Soria, ha habido un relleno de fosas en una etapa distensiva postorogénica.

Llama la atención la poca cantidad de matriz, tanto arcillosa como arenosa, en el conjunto del conglomerado. No existen, al parecer, afloramientos de rocas que pudieran arenizarse y así originar la fracción arenosa.

Aguas abajo de Santa Elena (primera entrada desde la Nacional IV procedentes de Andalucía) se hallan granitos arenizados con fuerte iluviación de arcillas más suelo rojo (Rotlehm) encima. Pero no se ve hacia aguas arriba.

En el sector del Rumblar-Jándula, y al pie de los bancos cuarcíticos, son notorias las superficies de raña, así como localmente desnivelaciones tectónicas de estas superficies. Pero los depósitos de rañas no son muy frecuentes en la sierra y presentan problemas de interpretación, geomorfológica aún pendientes de resolución. En principio conviene diferenciar las acumulaciones de raña del pie de Sierra Morena hacia la depresión del Guadalquivir, y las que existen hacia la cuenca del Guadiana. Conforman lo que se ha denominado, en el sector occidental de la Depresión del Guadalquivir, el alto nivel aluvial, de rasgos típicamente fluviales y correspondientes a una antigua red de ríos entrelazados con morfologías de terrazas y plataforma acumulativa, que mordían el margen elevado con alteraciones ferruginosas. En el sector oriental, la alteración sobre el zócalo, bajo la raña, presenta una ferruginización junto a una marcada caolinización. Según (Rodríguez Vidal y Díaz del Olmo, 1989),

hay razones geomorfológicas que apuntan, para las cronología de esta raña meridional, hacia una época algo más reciente que las septentrionales, del borde de la Cuenca del Guadiana.

Aunque no se haya establecido hasta la actualidad una correlación precisa entre los suelos fersialíticos de Tierra de Barros y la raña, es posible que esta acumulación sea sensiblemente posterior y su composición litológica proceda en parte del desmantelamiento de la edafización previa.

## **CAPITULO IV**

### **METODOLOGÍA**

## **CAPITULO IV. METODOLOGÍA Y TÉCNICAS DE TRABAJO UTILIZADAS EN LA INVESTIGACIÓN**

El primer paso a seguir para el estudio de las rañas lo iniciamos con una recopilación bibliográfica y cartográfica a nivel nacional.

La metodología utilizada en los trabajos realizados en este estudio ha sido semejante a la de muchos trabajos geomorfológicos, y puede quedar incluida bajo dos encabezamientos distintos.

### **IV.1 FOTOINTERPRETACIÓN Y TRABAJO DE CAMPO**

#### **IV.1.1 Fuentes cartográficas de documentación**

### **IV.2 ANÁLISIS DE LAS MUESTRAS**

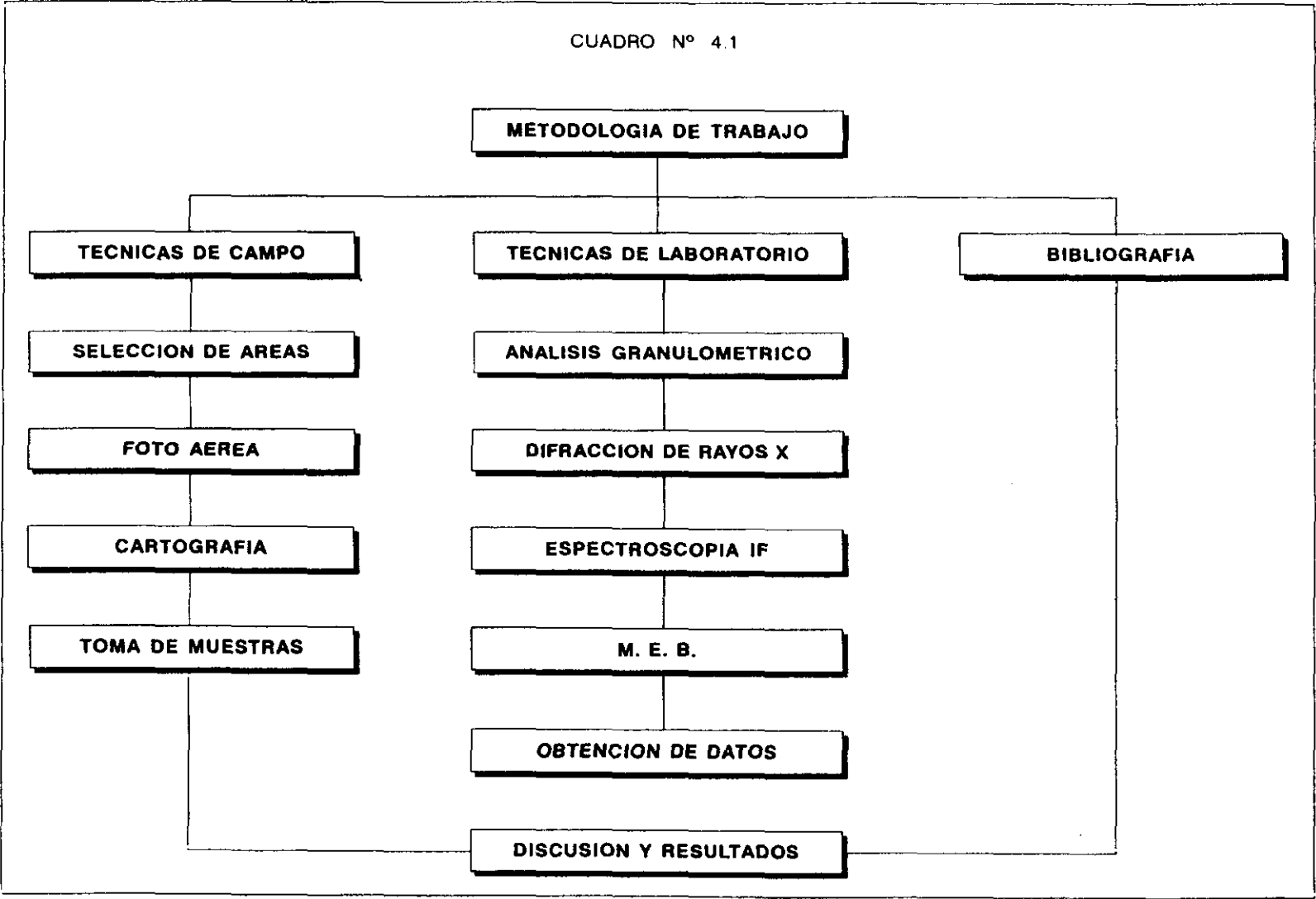
#### **IV.2.1 Técnicas de laboratorio**

#### **IV.2.2 Técnicas de gabinete**

El seguimiento de este trabajo de investigación ha quedado reflejado en el Cuadro 4.1.

Aunque estos dos apartados han servido alternativamente, por una parte, y complementariamente por otra, para nuestra investigación, vamos a detallar el tipo de trabajo que hemos ido desarrollando en cada uno de ellos, bien entendido que éstos han sido trabajos simultáneos y relacionados en todo momento.

CUADRO Nº 4.1



#### **IV.1 FOTOINTERPRETACIÓN Y TRABAJO DE CAMPO**

Previamente al estudio de campo, se realizó a nivel de gabinete una fotointerpretación geomorfológica, utilizando en un primer nivel de reconocimiento las fotografías aéreas, del vuelo fotográfico nacional, como fuente para un exhaustivo análisis con el objeto de estudiar las distintas áreas que comprende nuestro trabajo y así obtener un esbozo de mapa geomorfológico, en el que se detallara, como una aproximación o toma de contacto con el área de estudio, aquellos puntos de difícil interpretación, para una atención especial a la hora del trabajo de campo.

En esta primera etapa del trabajo gracias a los estudios anteriores, se nos permitió una primera delimitación de las superficies de las rañas, de acuerdo con sus características fisiográficas, que fue encaminada a la consecución de una cartografía geomorfológica base, ya que no existían hojas geológicas modernas (Plan Magna) de algunas de las áreas de estudio. En esta primera etapa del trabajo establecimos los itinerarios (Rañas de León, Segovia, Guadalajara, Toledo, Ciudad Real y Jaén). Como base orientativa se utilizó el Mapa Geológico de Síntesis, escala 1:200.000, así como los mapas Geológicos, escala 1:50.000. Dibujamos las rañas en las fotos aéreas y en los mapas topográficos a escala 1:50.000.

##### **IV.1.1 Fuentes cartográficas de documentación**

Para el trabajo de campo se ha utilizado como fuente más consultada los Mapa Topográficos a escala 1:50.000, publicados por el Servicio Geográfico Nacional, ya que ha sido la cartografía básica que hemos utilizado para la localización de las áreas de estudio y para obtener más información sobre algunos datos auxiliares y necesarios de la topografía e hidrografía de las zonas.

También hemos consultado, como es natural dado el tipo de trabajo geomorfológico, una serie de mapas a distintas escalas, que se pueden agrupar bajo el epígrafe de temáticos que nos dan, sobre un fondo de referencia, mediante



símbolos cualitativos y cuantitativos, una representación convencional de los fenómenos localizados de cualquier naturaleza y de sus correlaciones.

Entre los mapas anteriormente citados, hemos empleado en este estudio que estamos realizando los siguientes:

- El mapa geológico a escala 1:50.000, constituye una base de partida fundamental para el estudio estratigráfico, petrográfico y tectónico. Hemos utilizado la serie primera o antigua, publicada por el Instituto Geológico y Minero de España y los de la serie nueva, Magna, de posterior publicación, muy completa y puesta al día. El poder utilizar las dos series de estos mapas nos ha servido para poder comprobar las diferencias que se han llevado a cabo en algunas de las hojas y ver las rectificaciones que se han realizado.
- El mapa geológico a escala 1:200.000, que el IGME ha completado con la serie "Mapa Geológico de Síntesis", publicado igualmente por el Instituto Geológico y Minero de España, nos ha ayudado para ver la edad de los materiales y de las formaciones presentes en las distintas zonas, ofreciéndonos la base temática para el análisis de este aspecto concreto del medio natural.
- El mapa Litológico Nacional a escala 1:500.000, realizado por el IGME, Ministerio de Obras Públicas y Urbanismo (MOPU) y Consejo Superior de Investigaciones Científicas (CSIC), en cuatro hojas con una información muy detallada en amplia leyenda, para otros aspectos temáticos importantes con el fin de ampliar nuestro conocimiento del medio físico.
- Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares, escala 1:1.000.000 complemento del millón topográfico.
- El mapa de Suelos de España a escala 1:1.000.000, Península y Baleares, dirigido y preparado por Guerra, A., con la colaboración de otros autores y

publicado por el Instituto Nacional de Edafología y Agrobiología "José María Albareda" (CSIC).

- Mapa de escala 1:1.000.000 de la FAO.
- Mapa de suelos de la provincia de Guadalajara a escala 1:250.000, que nos ofrece una descripción científica de las unidades edafológicas provinciales y de su distribución espacial.
- El Mapa Agronómico Nacional de León, escala 1:200.000, Instituto Nacional de Investigaciones Agrarias, Ministerio de Agricultura.
- No podemos olvidar los mapas de Cultivos y aprovechamientos, que ha realizado el Ministerio de Agricultura, Pesca y Alimentación. Hemos utilizado los elaborados a escala 1:200.000 y los de la escala 1:50.000, los primeros por sus esquemas cartográficos, y los segundos para corresponder con las hojas del topográfico anteriormente mencionadas.
- El Mapa de la Geología del Sistema Central Español, que consta de una memoria y planos geológicos.
- El Mapa del Cuaternario de España, a escala 1:1.000.000, que nos ha servido para completar el geológico a la misma escala.

#### **IV.1.1.1      Fotografías aéreas**

Esta fuente ha sido de gran utilidad para nuestro trabajo de campo, ya que nos ha servido para completar la cartografía de los topográficos a escala 1:50.000.

Las fotografías aéreas empleadas pertenecen al vuelo nacional del IGN, escala aproximada 1:33.000, de fecha agosto de 1984. La información obtenida en esta fase de fotointerpretación completada con los datos aportados en los reconocimientos

de campo, se han pasado a Mapas Topográficos escala 1:50.000 para obtener la deseada cartografía de localización de las rañas.

A través de las fotografías aéreas hemos podido obtener la respuesta de los distintos tipos de cubiertas dentro de las regiones del espectro visible. Estas respuestas se pueden traducir, en una escala de grises agrupada en niveles según los tipos de cubiertas. Además podemos obtener una información acerca de texturas como elemento de juicio que, unido a otros, nos permiten interpretar estos documentos fotográficos. Lo ideal sería trabajar con fotografías en colores, pero esto resulta tan caro que, en general, hemos de conformarnos con fotografías en blanco y negro.

Seguramente los estudios geológicos han sido los más directamente beneficiados por la fotografía aérea. En primer lugar, al poderse conseguir una delimitación mucho más precisa de las zonas correspondientes a los distintos terrenos geológicos que presentan uniformidades en la fotografía aérea, aunque, naturalmente, no eximen de los recorridos de campo, pero dirigen éstos a los puntos más típicos para definir una zona o a los que presentan dudas en el aspecto geológico.

En realidad, no se ve en las fotografías la naturaleza geológica del suelo, sino el aspecto geomorfológico que de ella se deriva, por lo cual hay que conocer muy bien toda la red de relaciones entre la naturaleza litológica del suelo, la tectónica de las distintas áreas y los tipos de clima y de erosión resultante, ya que estas tres causas principales son las que producen los tipos básicos de relieve. Por tanto, al mismo tiempo de obtenerse mapas "geológicos" se obtendrán mapas "geomorfológicos", y esto puede resultar muy interesante para países de tan gran riqueza de formas como es el nuestro.

Igualmente las condiciones del suelo se reflejan claramente en la vegetación, de forma que, análogamente a lo que ocurre con los mapas geológicos, también con la mayor precisión se puede buscar zonas de vegetación uniforme en la fotografía.

En una segunda fase, los reconocimientos de campo fueron dirigidos a la consecución de los siguientes objetivos:

- a) Localización de puntos óptimos de toma de muestras y descripción de las mismas.
- b) Toma de muestras
- c) Realización de contajes estadísticos "in situ".

## **IV.2 ANÁLISIS DE LAS MUESTRAS**

De las muestras de materiales sedimentarios recogidas en las estaciones elegidas, se han realizado distintos análisis encaminados a conocer la génesis, procesos sedimentarios, etc., de estos sedimentos.

Las técnicas utilizadas para ello han sido las detalladas anteriormente y que comprende los siguientes apartados:

### **IV.2.1 Técnicas de laboratorio**

En la técnicas de laboratorio se han realizado los análisis siguientes:

- textura: método de la pipeta de Robinson  
tamizado de la fracción arena
- fracción arcilla: difracción de Rayos X  
espectrometría de infrarrojos
- fracción arena: microscopía electrónica de barrido para  
morfoscopía  
microanálisis químico

#### **IV.2.2 Técnicas de gabinete**

- Contajes a la mano de la fracción gruesa.
- Medidas morfométricas de cantos.
- Tratamiento estadístico de los datos.

Los análisis experimentales se han llevado a cabo en el Laboratorio de Química del Instituto Eduardo Torroja y los análisis de suelos en el Instituto de Ciencias Medioambientales, ambos del CSIC. También se utilizan las instalaciones del Laboratorio de Geografía Física de la Universidad Complutense de Madrid.

Los resultados obtenidos, han servido para establecer correlaciones entre las distintas áreas y niveles en función de las características de tamaño, tanto de las fracciones gruesas como de las arenas (granulometrías) y en función de la forma (desgaste, aplanamiento y disimetría) de los cantos.

#### **IV.3 TÉCNICAS DE SEDIMENTOLOGÍA**

Hoy en día la Geomorfología dispone de una amplia serie de disciplinas (*Sedimentología, Edafología, Mineralogía de arcillas, etc.*) que pueden, con determinadas limitaciones, articular una sólida visión sobre la interpretación paleogeográfica de un paisaje. De entre ellas destaca la Sedimentología por la asequibilidad de algunos de sus análisis, así como por la integración de los resultados en sencillos métodos estadísticos. Estas características invitan al geógrafo a la adopción del enfoque sedimentológico, mediante el cual podrá abordar la problemática morfológica, pretérita y actual, de los depósitos sedimentarios de una determinada área de estudio.

La sedimentología plantea como uno de los principales puntos de partida el criterio por el cual las diversas condiciones paleogeográficas que reinaron durante el proceso de sedimentación deben de alguna manera reflejarse en los depósitos detríticos originados. Esta ciencia se orienta hacia el conocimiento de los procesos

sedimentarios, en especial de aquellos factores ambientales que han tenido fundamental influencia en la aportación del material, su transporte, su fase de sedimentación y las posibles modificaciones posteriores que hayan podido suceder.

La aplicación de las técnicas sedimentológicas se realiza sobre cualquier sedimento detrítico sea cual sea su tamaño, su edad geológica, etc. Con tal que se tengan en cuenta las limitaciones intrínsecas al mismo (posible cementación, naturaleza del cemento...).

Hay que tener en cuenta que los estudios sedimentológicos no deben plantearse en nuestro caso como un fin. Se utilizarán como un medio que oriente, por un lado, el estudio geomorfológico de aquellas formas topográficas a las cuales algunas formaciones sedimentarias dan lugar, y por otro, apoye el minucioso examen de las estructuras sedimentarias en las que el sedimento se encuentra englobado. Igualmente es necesario señalar que la deducción sedimentológica no es nunca completa, puesto que sólo se pueden analizar los elementos detríticos que se conservan en una determinada acumulación. Sin embargo, nada se puede precisar de aquellos otros elementos que por diversas circunstancias y en variados momentos, han podido emigrar de esa acumulación por acciones erosivas o transportes posteriores. Así pues, se ha de tener en cuenta que en toda deducción sedimentológica siempre hay un grado de indeterminación o incertidumbre, que es tanto mayor cuanto más antiguo sea el sedimento, porque ello significa más alta probabilidad de acopio de diferentes ambientes postdeposicionales.

Para las técnicas de estudio de los sedimentos, hemos adoptado la metodología establecida por Cailleux y Tricart (1963) para el estudio de arenas y cantos.

Los resultados de la granulometría, y morfometría de sedimentos detríticos, se interpretan mediante métodos estadísticos con estructuras construidas a base de series numéricas que permiten la explicación real del proceso genético o del evolutivo de un sedimento.

Las técnicas sedimentológicas responden perfectamente a los dos grupos fundamentales de la estadística: estructural y dinámica.

Se aconseja aplicar en los problemas sedimentológicos, en primer lugar en cuanto al modo o forma de representar las frecuencias o los porcentajes para la interpretación y coordinación de las observaciones realizadas, los gráficos empleados en estadística estructural (histogramas, curvas de frecuencias acumuladas, etc.), para después obtener los parámetros e índices más característicos y relacionarlos todos los conjuntos estudiados en función de una variable adecuada y pasar así a la estadística dinámica.

#### **IV.2.1.1 El método empleado en la fracción gruesa**

El estudio completo sólo ha podido hacerse en los lugares donde existía un corte aceptable, ya que para obtener valores estadísticos representativos, pensamos que éstos quedan totalmente falseados cuando sólo se tiene acceso a un nivel muy concreto.

En cambio, los índices morfométricos han podido hacerse en la mayoría de los cortes estudiados, puesto que al efectuarse en cantos de un tamaño determinado, la selección viene ya impuesta por este mismo hecho.

El estudio completo de un sedimento detrítico implica el análisis de los 4 siguientes puntos:

- a) Distribución de tamaños, una vez establecidos los intervalos, que en la mayoría de los trabajos, son de escala logarítmica.
- b) Naturaleza de los fragmentos, ya sea petrológica o mineralógica.
- c) Forma de los clastos, ya sea estimada (morfoscopía) o medida (morfometría).

d) Disposición en el espacio: "fábrica" o "estructura" del sedimento.

Nosotros no hemos realizado ningún análisis de la "estructura", ante la complejidad de los mismos, si bien hoy se tiende a darles máxima importancia, muy por encima de los demás, sobre todo porque la disposición espacial no puede ser heredada, dentro del ambiente de deposición. No obstante, los cambios acaecidos con posterioridad al depósito son tan importantes (¿redeposición?, edafización), que pensamos que están borradas las huellas de los procesos originales de sedimentación.

Hemos realizado una serie de estaciones en las que anotamos las características geológicas, y topográficas más significativas, en los lugares accesibles que ofrecían un afloramiento aceptable, para determinar, la composición litológica global, añadiendo los estadísticos referentes al tamaño, el valor del centilo y la mediana, así como el intervalo modal, y en definitiva, la distribución de frecuencias.

#### **IV.2.1.2 Fracción gruesa**

##### **A) DISTRIBUCIÓN DE TAMAÑOS**

*Durante un largo período de tiempo ha sido intención de los sedimentólogos lograr una interpretación válida del contexto sedimentario de un depósito a partir de la información que se puede extraer de la forma de los cantos.*

De la multitud de índices existentes, tal vez los más extendidos en cuanto a uso sean los debidos a Cailleux y Tricart, quienes abogan por la medida de ciertos parámetros básicos para establecer a partir de ellos los índices correspondientes.

Se recomienda ciertas prevenciones para el estudio morfométrico de los cantos, entre ellas hemos tenido en cuenta contaje de 100 cantos de elección totalmente al azar sobre el terreno, al pie del depósito, y mediante un calibre se mide el eje de mayor longitud (L), y la longitud transversa a ésta (l).



## B) CENTILO Y MEDIANA

A partir de los 100 cantos de todos los tamaños medidos en las diversas estaciones, hemos calculado la mediana y el centilo, así como los coeficientes de sus respectivas medianas dividiendo por las medias de las medianas. También hemos calculado el rango entre el valor máximo y mínimo de los 100 cantos de todos los tamaños, y su desviación típica. Todos los resultados están representados en el Cuadro 4.2.

Los valores que proporcionan los centilos, o percentil 100 de los 100 cantos, llegan en algunos casos a distinguir diferentes factores genéticos en el depósito.

En nuestro estudio los valores son muy variables en unas y otras áreas, pues en la parte superior de la raña, los tamaños son superiores y según vamos alejándonos del ápice descende sus dimensiones, aunque hay tramos donde se incrementan para volver a descender posteriormente.

Todas estas variaciones en el tamaño máximo del grano (canto o bloque) de los materiales, se deben a sustituciones de la carga aluvial; en general la mayoría de los centilos proceden de aportes gravitatorios de vertientes. Este tipo de afirmaciones, como bien se trasluce en la propia copia que aquí se hace, responde a interpretaciones de depósitos fluviales, en los que a la carga aluvial (movida longitudinalmente) se añade la transversal o coluvial. Dada la ausencia de canales a los que se asocian los depósitos de raña actualmente, cabe pensar en la existencia de afloramientos masivos de cuarcitas en las laderas del paleocanal como causante del tamaño del centilo, siendo raros los que han sufrido un pequeño transporte impulsados por las grandes crecidas. El movimiento descendente de los bloques y cantos mayores no sólo se debe realizar por la acción hidrodinámica, sino -y muy especialmente- por la conjunción de otros factores:

- a) Zapado de los materiales de tamaño menor que sujetan el centilo. Este descalzado es muy eficaz porque en torno a los bloques se produce una

**CUADRO 4.2. PRINCIPALES ESTADISTICOS DE LA FRACCION GRUESA**

Estaciones	Mediana mm	Coficiente	Centilo mm	Coficiente
1ª Terraza La Veilla	35,00	0,93	210	1,10
Substrato				
Puebla de Valles-Río	38,50	1,02	260	1,37
Puebla de Valles-Tamajón	36,50	0,97	192	1,00
Puebla de Valles	34,50	0,92	180	0,95
Pedreira Layos	42,00	1,11	160	0,84
Raña				
El Espinal-2	38,00	1,01	372	1,95
Camposagrado	36,50	0,97	253	1,32
Villarroquel	32,00	0,85	110	0,58
Riaza	38,00	1,01	173	0,91
Los Lanos	35,00	0,93	124	0,65
Gascueña-Hiendelaencina	36,00	0,95	263	1,38
Robledo de Corps-Atienza	32,00	0,85	221	1,60
Hiendelaencina	40,00	1,06	180	0,95
Matarrubia	45,00	1,19	223	1,17
Casa de Uceda	42,00	1,11	221	1,16
Uceda-Cubillo de Uceda	40,00	1,06	200	1,05
Fuentelahiguera	39,00	1,03	157	0,82
Viñuelas	38,00	1,01	152	0,80
Mesones	39,50	1,05	149	0,78
El Casar de Talamanca	33,50	0,89	138	0,72
San Juan de Dios	36,00	0,95	160	0,84
Ajofrín	41,00	1,09	173	0,91
La Higuera	40,50	1,07	163	0,87
La Celada	36,00	0,95	158	0,83
Santa Elena	37,00	0,98	168	0,88
Media	37,75		187,9	
Desviación típica	3,22		57,85	
Valor máximo	45,00		372,00	
Valor mínimo	32,00		110,00	

aceleración del agua (y en general de cualquier fluido) que haya chocado con el obstáculo. Así es frecuente observar un rebajamiento de la superficie del lecho del río en torno a los obstáculos mayores, ahondamiento con aspecto de herradura.

- b) En el caso de que el flujo de agua en el cauce fuera más bien denso, como ha sido reiteradamente puesto de manifiesto en los abanicos aluviales (Bull, W.B., 1981; Ferrán Colómbo, 1989; Gregory, K.J., 1977; Hey, R.D., Bathurst, J.C.

& Thorne, C.R., 1982; Graf, W.L., 1987; Petts, G. & Foster, I., 1985; Richards, K., 1987 y Billi, P. et alia 1992). No conviene olvidar que el bloque puede ser más ligero si está engastado en una corriente de alta densidad.

En la fracción gruesa se utiliza como medida de la centralidad antes que la media, la mediana. Ello se explica por el hecho de que, aún siendo la media una medida más interesante, la mediana es más apropiada porque la muestra tiene intervalos abiertos, especialmente en las fracciones mayores. En estos casos se recomienda estadísticamente el caso de la mediana.

A continuación vamos a comentar los valores del centilo y la mediana de cada una de las muestras, resumidos en el Cuadro 4.2 anteriormente citado.

En el área de León la disminución de la mediana y del centilo, desde el ápice hacia aguas abajo, no se cumple del todo, pues en la mitad de la raña, la mediana y el centilo aumentan para disminuir posteriormente. Pero tal vez sea debido a que La Velilla no pertenezca ya a la raña, como se vio en la cartografía geológica y geomorfológica del capítulo anterior, al estar situada esta estación muy meridionalmente, es decir, más al sur de lo que es la raña propiamente dicha. Por ello es por lo que se le ha consignado como 1ª terraza en orden cronológico.

Esta disposición parece contradecir los principios generales de que debe ir disminuyendo progresivamente el valor medio y máximo de los arrastres fluviales en el abanico. No obstante, todos los abanicos o conos de deyección son la suma de numerosos canalillos, regueros o "rills" entrelazados. En los canales, dada la mayor cantidad de agua que por ellos circula, el tamaño del material arrastrado puede crecer respecto de las márgenes del cauce. Los rills cambian notablemente de posición no sólo de una crecida a otra, sino incluso con la divagación de los canalillos durante un mismo evento deposicional. Por ello pueden encontrarse tamaños ligeramente mayores a mitad del abanico que los presentes en el ápice, máxime cuando también éstos últimos pueden haber sufrido un redepósito en sucesivas crecidas.

En Segovia, sí sucede que la mediana y el centilo disminuyen a la vez en el sentido de la pendiente.

Guadalajara, en la zona norte, sucede aparentemente lo mismo que en León, que va descendiendo, pero en el tramo final vuelve a subir la mediana. No obstante, debe tenerse en cuenta que los datos proceden de tres rañas diferentes, por lo que no tienen por qué respetar un descenso de los tamaños. Cada raña, que es un cuerpo individual, debe tener consideración particular, aunque se agrupen por proximidad geográfica.

En Puebla de Valles, también se reproduce el mismo esquema de descenso de los valores según vamos bajando. Se trata del Mioceno, pero obedece a los principios generales expuestos, lo que no hace sino confirmar que durante la colmatación de los bordes de la cuenca, los procesos son de carácter aluvial. Por lo que respecta a estos datos, no existe una gran diferenciación respecto de los modos de sedimentación de la raña.

En Matarrubia hasta Viñuelas va decreciendo, pero en Mesones vuelve a subir otra vez la mediana. Recuérdese que, según la interpretación de Pérez González, A. y Gallardo, J. (1987), se trata de abanicos diferentes, por lo que, como en el caso de León, pueden obtenerse valores desordenados.

En el área de Toledo, salvo Layos que no pertenece a la raña propiamente dicha, se da que van descendiendo progresivamente ambos datos, salvo en San Juan de Dios que el centilo aumenta otra vez. Una vez más la pedrera de Layos se aparta de las restantes estaciones, pero el ascenso de la muestra de San Juan de Dios en cuanto al centilo es tan reducido que bien puede asegurarse que no deja de cumplir el principio general de disminución de los valores con la distancia al área fuente.

La media de todas las medianas es 37,66 mm y de 190,4 mm la media de todos los centilos. La desviación típica de 3,13 mm y 54,16 mm respectivamente.

El tamaño mayor de todas las medianas es 45 mm y de todos los centilos 372 mm, siendo el menor de la mediana 32 y 110 el centilo.

En la mediana, las estaciones que están por encima de la media 37,66 mm son un total de 13: El Espinal, Riaza, Hiendelaencina, Puebla de Valles-lecho del río, Uceda, Fuentelahiguera, Matarrubia, Casa de Uceda, Mesones, Viñuelas, Layos, La Higuieruela, y Ajofrín.

Por debajo de la media quedan las 12 restantes que serían: Camposagrado, Villarroquel, La Velilla, Los Llanos-Riaza, Robledo de Corpes-Atienza, Gascuña-Hiendelaencina, Puebla de Valles, Puebla de Valles-Tamajón, El Casar de Talamanca, San Juan de Dios, La Celada y Santa Elena.

Queremos destacar que de las estaciones tomadas en el área de León, la única que supera la media es El Espinal, que se halla localizada en el ápice de la raña. Por el contrario, las restantes muestras leonesas se sitúan muy alejadas de las áreas fuente, lo que explica sus coeficientes inferiores a 1, ver Cuadro 4.3.

CUADRO 4.3

Nombre de la muestra León	Valor de la Md	Coeficiente	Distancia al ápice
El Espinal	38,00	$\geq 1$	1,00
Camposagrado	36,50	$< 1$	3,00
Villarroquel	32,00	$< 1$	9,20
La Velilla	35,00	$< 1$	18,50

El análisis de regresión de estas estaciones Figura 4.1, muestra la disminución de la mediana de los cantos (expresada en mm) respecto de la distancia, según un modelo

$$\text{mediana} = 36,74 - 0,17$$

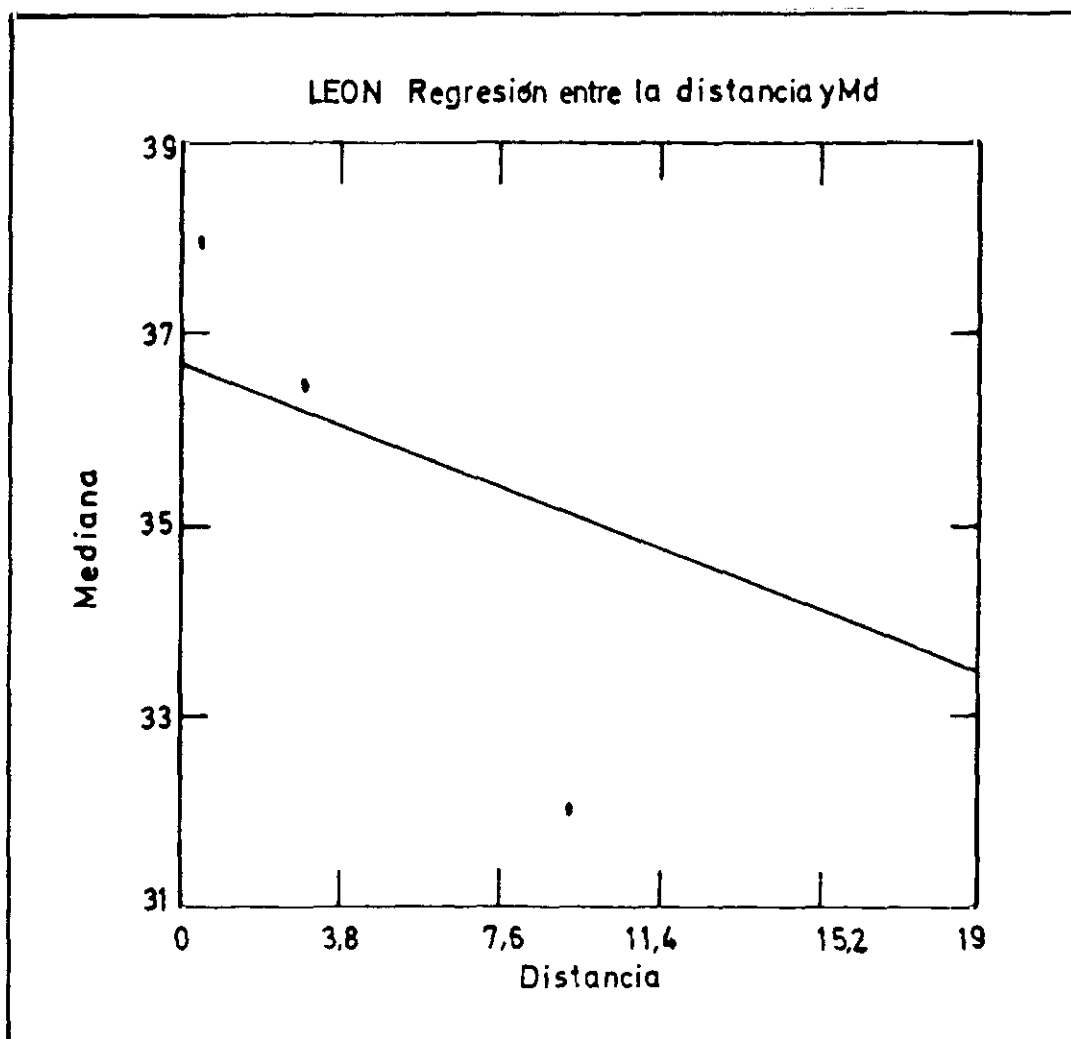


Figura 4.1 Análisis de regresión entre la distancia  
y la mediana de las estacines de León

con un coeficiente de correlación = -0,52 y el coeficiente de determinación  $r^2 = 27,99\%$

Para el caso de las muestras de Riaza (Riaza y Los Llanos-Riaza), dado que se corresponden con dos abanicos diferentes, se cumple que la estación de Los Llanos se encuentra más cerca del ápice de su cono, que la de Riaza; véase cartografía de la que se desprende que en el primer caso la distancia es de 1,5 Km, y en el segundo de 6,5 Km Cuadro 4.4. Al no tener suficientes datos no hemos podido realizar ni gráfico ni análisis de regresión de esta área.

CUADRO 4.4

Nombre de la muestra Segovia	Valor de la Md	Coeficiente	Distancia al ápice
Riaza	38,00	$\geq 1$	6,50
Los Llanos	35,00	$< 1$	1,50

El mismo comportamiento ofrecen otras muestras, por lo que se ha creído conveniente la expresión de esta relación en los Cuadros 4.5 y 4.6.

CUADRO 4.5 RESUMEN ENTRE LA RELACION DE LA MEDIANA Y EL COEFICIENTE

Nombre de la muestra Guadalajara	Valor de la Md	Coeficiente	Distancia al ápice
Gascuña-Hiendelaencina	36,00	$< 1$	0,5
Robledo de Corpes-Atienza	32,00	$< 1$	3,0
Hiendelaencina	40,00	$> 1$	5,5
Puebla de Valles-Río	38,50	$> 1$	1,5
Puebla de Valles-Tamajón	36,50	$< 1$	1,5
Puebla de Valles	34,50	$< 1$	3,2
Matarrubia	45,00	$> 1$	2,3
Casa de Uceda	42,00	$> 1$	9,0
Uceda-Cubillo de Uceda	40,00	$> 1$	15,3
Fuentelehiguera	39,00	$> 1$	9,2
Viñuelas	38,00	$\geq 1$	9,7
Mesones	39,50	$\geq 1$	12,8
El Casar de Talamanca	33,50	$< 1$	17,00

**CUADRO 4.6.**

Nombre de la muestra	Valor de la Md	Coeficiente	Distancia al ápice
Toledo			
Layos	42,00	> 1	4,20
Ajofrín	41,00	> 1	1,00
La Higuera	40,50	> 1	1,50
La Celada	36,00	< 1	2,60
San Juan de Dios	36,00	< 1	4,50
Jaén			
Santa Elena	37,00	< 1	0,80

El análisis de regresión de las estaciones correspondientes al área de las rañas de Guadalajara N Figura 4.2, muestra una mediana de 30,39 y una distancia de 1,77, con un coeficiente de correlación de 0,99 y un coeficiente de determinación  $r^2 = 99,59$ .

Para las muestras de las estaciones que han sido realizadas en Puebla de Valles Figura 4.3, la ordenada en el origen es de 40,97, la pendiente de -2,06; el coeficiente de correlación de -0,93 y el coeficiente de determinación  $r^2 = 87,75\%$ .

Las estaciones correspondientes al área de las rañas de Guadalajara S Figura 4.4, muestra una mediana de 46,51, una distancia de -0,64, con un coeficiente de correlación de -0,88 y un coeficiente de determinación  $r^2 = 78,73\%$ .

Por último el análisis de regresión de las estaciones de Toledo Figura 4.5, muestran una mediana de 40,73, y una distancia de -0,59, con un coeficiente de correlación de -0,32 y un coeficiente de determinación  $r^2 = 10,43\%$ .

Para el centilo las estaciones que están por encima de la media de 190,4 mm, son diez estaciones las que la superan, y quince se hallan por debajo de la media.



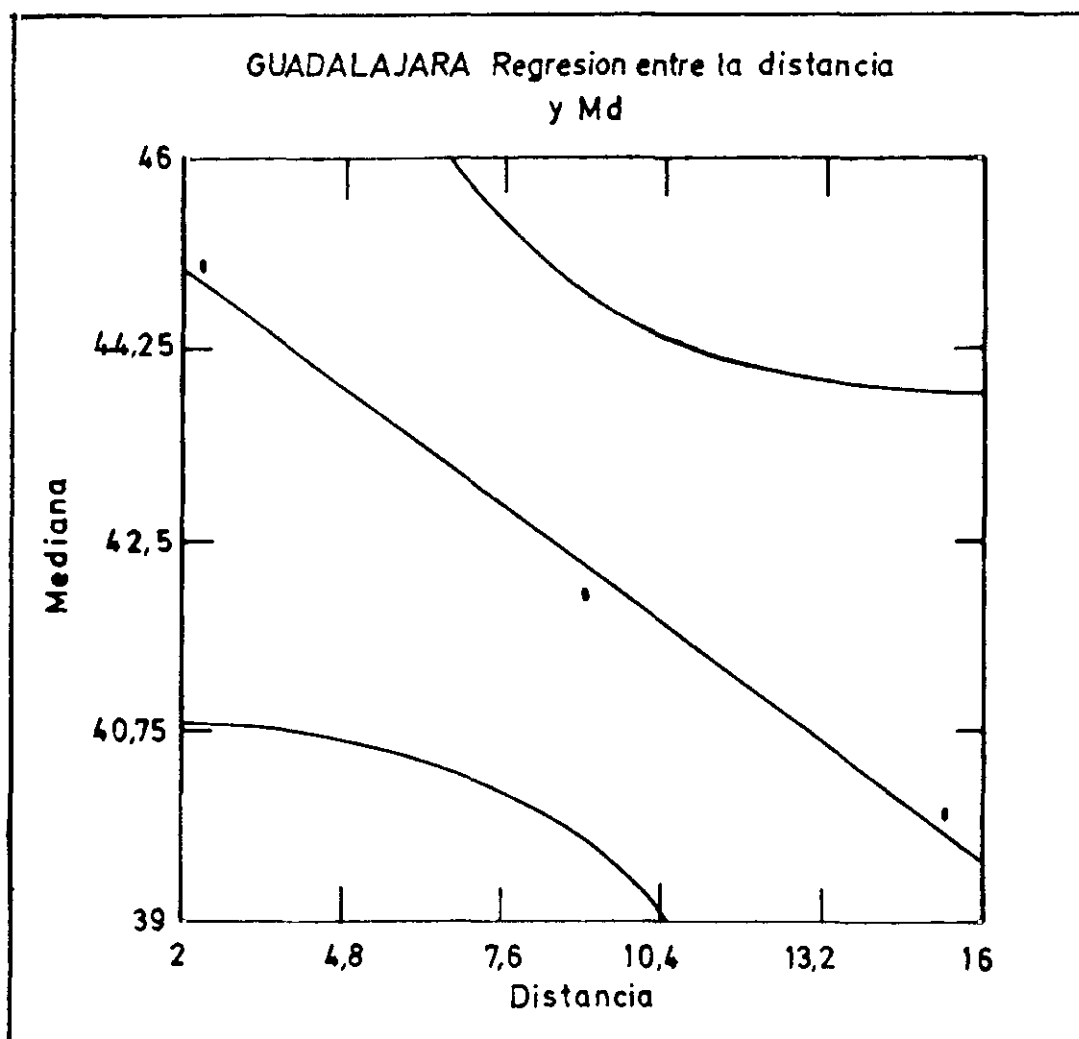


Figura 4.2 Análisis de regresión entre la distancia  
y la mediana de las estaciones de Guadalajara N

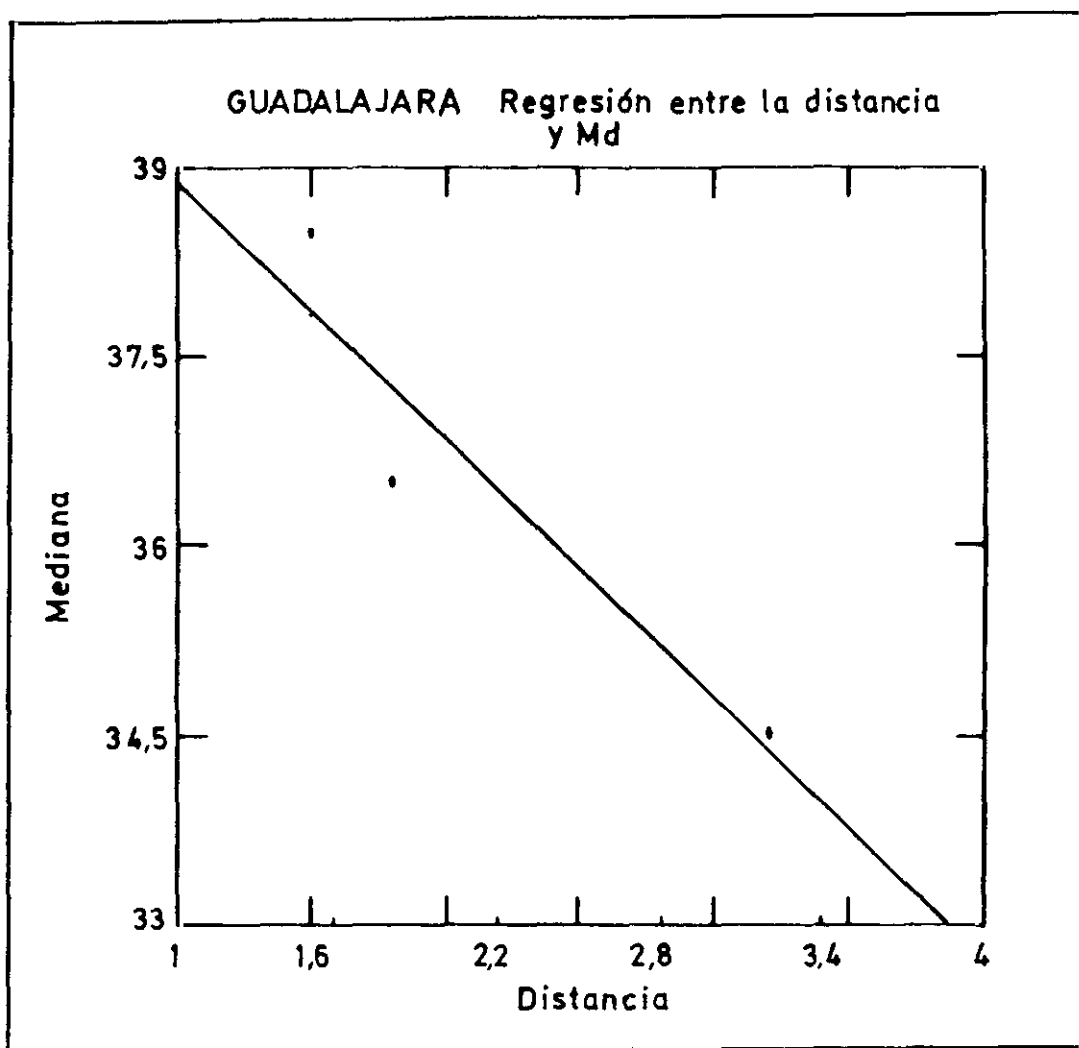


Figura 4.3 Análisis de regresión entre la distancia  
y la mediana de las estaciones de Puebla de Valles  
(Guadalajara)

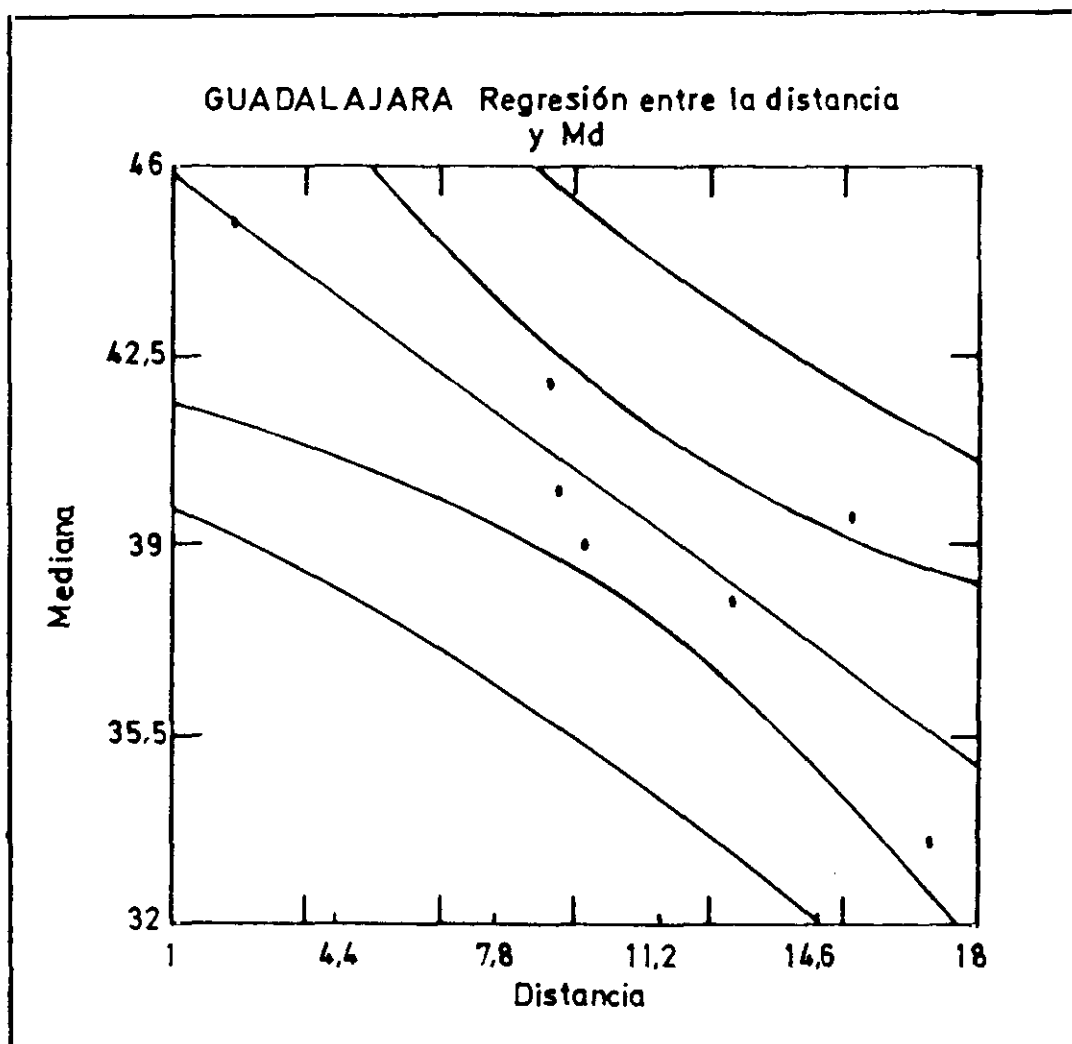


Figura 4.4 Análisis de regresión entre la distancia  
y la mediana de las estaciones de Guadalajara S

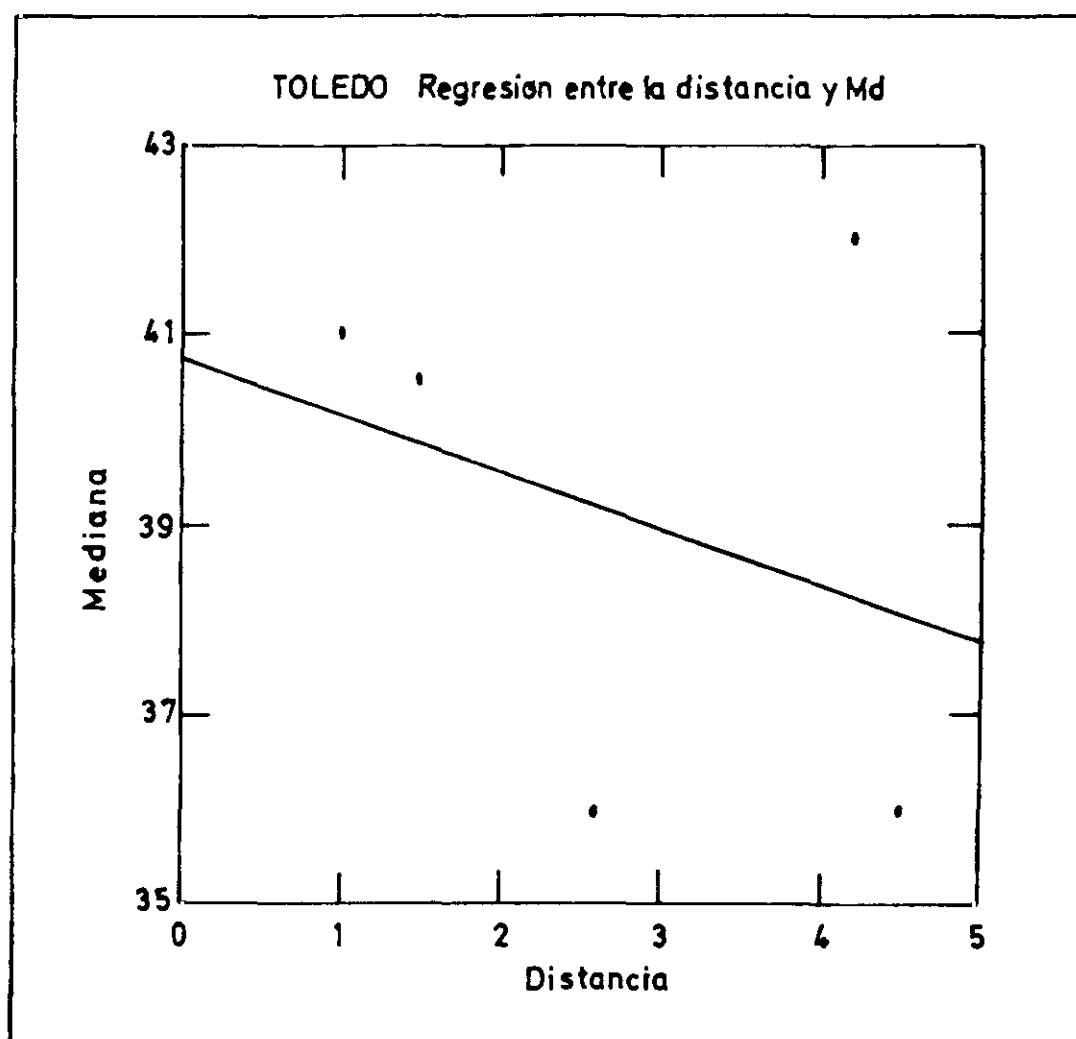


Figura 4.5 Análisis de regresión entre la distancia  
y la mediana de las estaciones de Toledo

Hemos apreciado que no coincide la mayor mediana con el mayor centilo, en algunas estaciones como Hiendelaencina y Mesones, aunque eso debería ser más probable. Estadísticamente no tiene por qué ir asociado el centilo máximo a la mediana más alta. Mientras el centilo da información del valor más alto, el bloque de mayor tamaño caído al fondo del cauce y transportado trabajosamente por él, la mediana ofrece el valor tal que 50% quedan por encima y 50% por debajo. De haberse encontrado una correlación positiva entre ambos estadísticos, se podría haber sacado en conclusión que los sedimentos estudiados son muy diferentes, pues el conjunto de su carga de fondo se halla desplazada hacia los gruesos o hacia los finos. La homogeneidad de las medianas, y la escasa importancia del centilo en ellas, nos obligan a pensar en un sedimento más parecido a pesar de las diferencias locales, lo que se puede traducir también en un tipo de transporte semejante en todos los casos.

También hemos comprobado que los centilos mayores no coinciden con la más alta proporción de arcilla en el total del sedimento, por lo tanto las corrientes parecen haber sido más limpias Cuadro 4.7.

Esta afirmación quiere establecer, mediante una comparación entre la proporción de arcilla y el centilo, el análisis de regresión entre ambos valores Figura 4.6. Se parte de la idea de que las corrientes de densidad podrán ser las responsables de la génesis de la raña. En el análisis de regresión, la arcilla y el centilo varían los dos dependiendo de una tercera variable que sería el tipo de transporte; luego no hay correlación. Sí el coeficiente de correlación hubiera resultado positivo, se podría aseverar que el transporte de los cantos se había hecho en masa, a modo de coladas solifluídales, y tener un origen en movimientos de laderas. No siendo así (para unos límites de confianza del 95% el coeficiente de correlación es tan bajo como -0,19 de los valores explicados), parece que el accionamiento del transporte de los cantos se realizó en un medio acuoso.

A pesar de esta "evidencia", no se nos escapa que la proporción actual de arcilla no tiene por qué coincidir con la que originariamente tuvo el sedimento, máxime cuando ha pasado un considerabilísimo lapso de tiempo desde el momento

**CUADRO 4.7**

Muestras	Arena %	Limo %	Arcilla %
Espinal-1	61,69	13,95	24,36
Espinal-2	48,67	14,08	37,25
Villarroquel	40,46	21,86	37,68
Secarejo	87,41	5,26	7,33
La Velilla	58,80	13,03	28,17
Los Llanos-Riaza	59,46	20,46	20,08
Riaza	54,43	16,20	29,37
Gascueña-Hiendelaencina	64,05	18,71	17,24
Robledo de Corpes-Atienza	39,82	13,12	47,06
Fuentelahiguera	47,46	15,59	36,95
Casa de Uceda	37,60	29,43	32,97
El Casar de Talamanca-Inf	47,48	7,37	45,15
Viñuelas	49,95	28,24	21,81
Puebla de Valles	51,83	22,98	25,19
San Juan de Dios	71,81	10,42	17,77
Layos	49,28	47,16	3,56
La Higuera	54,16	18,87	26,97
Navahermosa	30,14	26,23	43,63
Corral de Cantos	43,22	21,96	34,82
Santa Elena-1	48,63	17,11	34,26

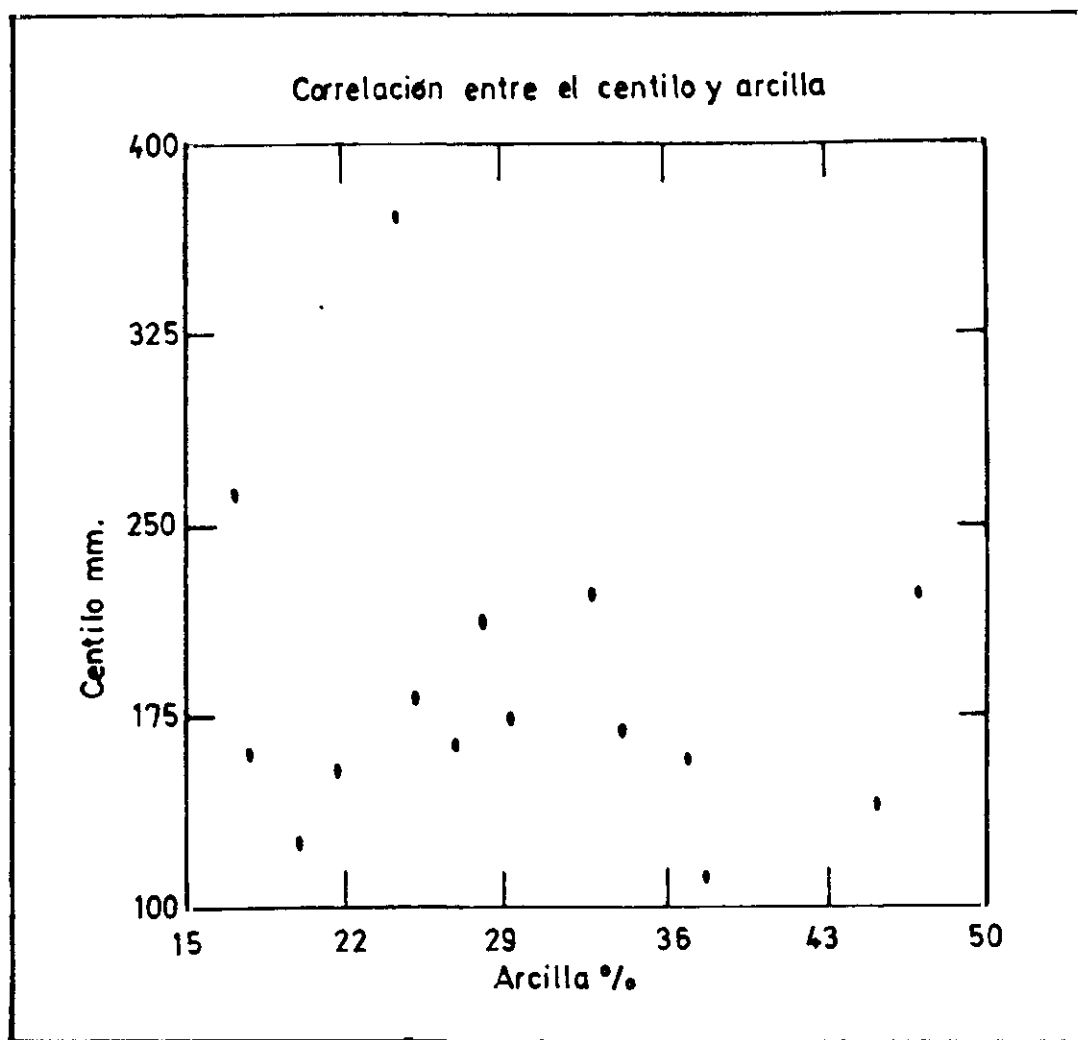


Figura 4.6 Análisis de regresión entre el centilo  
y la arcilla

del depósito, se han podido agilizar los cantos de pizarra presentes en la raña, se ha podido producir lavado de los finos (no sólo acumulándose en profundidad, sino siendo exportados del perfil del suelo...). No obstante sólo podemos hacer uso de los datos que hoy tenemos. Como se verá más adelante, la cristalinidad de las arcillas presentes en el sedimento no es excesiva, lo que induce a pensar que se trate mayoritariamente de minerales heredados. Pero nada se puede afirmar respecto de las cantidades de arcilla que debieron existir en el sedimento original. Las múltiples huellas de "uñadas" en los cuarzos de la fracción arenosa también abogan por un sedimento transportado en medio acuoso.

En todas las estaciones en las que los centilos son mayores, la proporción de arcilla es de un 25%, salvo en Gascueña que es de 17,24% y San Juan de Dios 17,77%.

En la determinación de las características principales de una distribución de frecuencias, existen tres métodos que permiten describir las principales características de una distribución de frecuencias:

- a) los que estiman un valor central de un conjunto de datos: media aritmética, moda y mediana.
- b) los que miden la dispersión de los valores en el conjunto de los datos en torno a un valor central, son especialmente, la desviación típica y la varianza;
- c) por último, aquéllos que describen la forma de las distribuciones de frecuencias, es decir la simetría, o mejor dicho, el grado de asimetría y la curtosis.

Hemos hallado, de las columnas de los datos correspondientes al eje de mayor longitud L, y anchura l, una serie de datos estadísticos, los cuales están reflejados en los Cuadros 4.8 a 4.32.



**CUADRO 4.8. EL ESPINAL (LEÓN)**

	L	I
Tamaño de la muestra	100,00	100,00
Media	53,86	40,27
Mediana	53,00	38,00
Moda	35,00	38,00
Media geométrica	51,83	38,86
Varianza	214,65	120,46
Desviación típica	14,65	10,98
Error típico	1,47	1,09
Mínimo	26,00	23,00
Máximo	89,00	72,00
Rango	63,00	49,00
Cuartil inferior	40,00	31,00
Cuartil superior	65,00	48,00
Rango intercuatílico	25,50	17,00
Sesgo	0,13	0,61
Sesgo estandarizado	0,54	2,50
Kurtosis	-1,09	-0,31
Kurtosis estandarizada	-2,23	-0,64

**CUADRO 4.9. CAMPOSAGRADO (LEÓN)**

	L	I
Tamaño de la muestra	100,00	100,00
Media	51,64	38,26
Mediana	51,00	36,50
Moda	36,00	32,00
Media geométrica	50,28	37,48
Varianza	140,64	59,41
Desviación típica	11,86	7,71
Error típico	1,19	0,77
Mínimo	32,00	23,00
Máximo	77,00	53,00
Rango	45,00	30,00
Cuartil inferior	42,00	32,00
Cuartil superior	62,00	45,00
Rango intercuatílico	20,00	13,00
Sesgo	0,16	0,13
Sesgo estandarizado	0,67	0,52
Kurtosis	-1,13	-1,04
Kurtosis estandarizada	-2,31	-2,11

**CUADRO 4.10. VILLARROQUEL (LEÓN)**

	L	I
Tamaño de la muestra	100,00	100,00
Media	52,54	38,82
Mediana	51,00	39,00
Moda	50,00	39,00
Media geométrica	51,41	38,06
Varianza	121,65	58,82
Desviación típica	11,02	7,67
Error típico	1,10	0,77
Mínimo	33,00	23,00
Máximo	81,00	57,00
Rango	48,00	34,00
Cuartil inferior	44,00	32,00
Cuartil superior	61,00	45,00
Rango intercuatílico	17,00	13,00
Sesgo	0,40	0,17
Sesgo estandarizado	1,61	0,68
Kurtosis	-0,32	-0,68
Kurtosis estandarizada	-0,66	-1,39

**CUADRO 4.11. LA VELILLA (LEÓN)**

	L	I
Tamaño de la muestra	100,00	100,00
Media	48,66	36,84
Mediana	47,00	35,00
Moda	41,00	34,00
Media geométrica	47,23	36,02
Varianza	144,19	62,52
Desviación típica	12,00	7,91
Error típico	1,20	0,79
Mínimo	30,00	21,00
Máximo	80,00	61,00
Rango	50,00	40,00
Cuartil inferior	38,00	31,00
Cuartil superior	59,50	42,00
Rango intercuatílico	21,50	11,00
Sesgo	0,45	0,51
Sesgo estandarizado	1,85	2,08
Kurtosis	-0,78	0,03
Kurtosis estandarizada	-1,59	0,06

**CUADRO 4.12. RIAZA (SEGOVIA)**

	L	I
Tamaño de la muestra	100,00	100,00
Media	53,94	39,50
Mediana	54,00	38,00
Moda	55,00	32,00
Media geométrica	52,32	38,28
Varianza	181,51	104,33
Desviación típica	13,47	10,21
Error típico	1,35	1,02
Mínimo	32,00	22,00
Máximo	90,00	68,00
Rango	58,00	46,00
Cuartil inferior	44,00	32,00
Cuartil superior	62,00	44,00
Rango intercuatílico	18,00	12,00
Sesgo	0,56	0,85
Sesgo estandarizado	2,27	3,49
Kurtosis	-0,07	0,51
Kurtosis estandarizada	-0,14	1,06

**CUADRO 4.13. LOS LLANOS (SEGOVIA)**

	L	I
Tamaño de la muestra	100,00	100,00
Media	49,07	36,39
Mediana	48,00	35,00
Moda	40,00	33,00
Media geométrica	47,61	35,25
Varianza	147,99	88,34
Desviación típica	12,16	9,40
Error típico	1,22	0,94
Mínimo	27,00	22,00
Máximo	83,00	63,00
Rango	56,00	41,00
Cuartil inferior	39,50	29,00
Cuartil superior	58,00	42,00
Rango intercuatílico	18,50	13,00
Sesgo	0,50	0,67
Sesgo estandarizado	2,04	2,73
Kurtosis	-0,23	-4,62
Kurtosis estandarizada	-0,47	-9,44

**CUADRO 4.14. GASCUEÑA (GUADALAJARA)**

	L	I
Tamaño de la muestra	100,00	100,00
Media	49,35	36,73
Mediana	49,00	36,00
Moda	56,00	41,00
Media geométrica	47,97	35,94
Varianza	138,55	59,51
Desviación típica	11,77	7,71
Error típico	1,18	0,77
Mínimo	30,00	21,00
Máximo	81,00	64,00
Rango	51,00	43,00
Cuartil inferior	39,00	31,00
Cuartil superior	59,00	41,50
Rango intercuatílico	20,00	10,50
Sesgo	0,35	0,56
Sesgo estandarizado	1,41	2,28
Kurtosis	-0,60	0,73
Kurtosis estandarizada	-1,23	1,50

**CUADRO 4.15. ROBLEDO DE CORPES (GUADALAJARA)**

	L	I
Tamaño de la muestra	100,00	100,00
Media	44,77	33,98
Mediana	41,00	32,00
Moda	36,00	25,00
Media geométrica	43,41	33,10
Varianza	135,39	67,64
Desviación típica	11,64	8,22
Error típico	1,16	0,82
Mínimo	28,00	24,00
Máximo	86,00	63,00
Rango	58,00	39,00
Cuartil inferior	36,00	27,00
Cuartil superior	55,00	39,00
Rango intercuatílico	19,00	12,00
Sesgo	0,93	1,14
Sesgo estandarizado	3,79	4,66
Kurtosis	0,35	1,42
Kurtosis estandarizada	0,71	2,89



**CUADRO 4.16. HIENDELAENCINA (GUADALAJARA)**

	L	I
Tamaño de la muestra	100,00	100,00
Media	54,20	40,90
Mediana	51,00	40,00
Moda	51,00	39,00
Media geométrica	52,91	40,09
Varianza	146,95	69,87
Desviación típica	12,12	8,36
Error típico	1,21	0,84
Mínimo	34,00	25,00
Máximo	92,00	67,00
Rango	58,00	42,00
Cuartil inferior	45,00	35,00
Cuartil superior	63,00	47,00
Rango intercuatílico	18,00	12,00
Sesgo	0,60	0,69
Sesgo estandarizado	2,46	2,80
Kurtosis	0,03	0,56
Kurtosis estandarizada	0,07	1,14

**CUADRO 4.17. PUEBLA DE VALLES (GUADALAJARA)**

	L	I
Tamaño de la muestra	100,00	100,00
Media	50,61	36,89
Mediana	47,50	34,50
Moda	35,00	29,00
Media geométrica	48,27	35,55
Varianza	248,95	108,02
Desviación típica	15,78	10,39
Error típico	1,58	1,04
Mínimo	28,00	21,00
Máximo	93,00	60,00
Rango	65,00	39,00
Cuartil inferior	36,50	29,00
Cuartil superior	66,00	43,50
Rango intercuatílico	29,50	14,50
Sesgo	0,49	0,76
Sesgo estandarizado	2,00	3,08
Kurtosis	-0,95	-0,43
Kurtosis estandarizada	-1,95	-0,88

**CUADRO 4.18. PUEBLA DE VALLES-TAMAJÓN (GUADALAJARA)**

	L	I
Tamaño de la muestra	100,00	100,00
Media	52,56	38,89
Mediana	51,00	36,50
Moda	38,00	35,00
Media geométrica	50,47	37,61
Varianza	236,17	105,35
Desviación típica	15,37	10,26
Error típico	1,54	1,03
Mínimo	31,00	21,00
Máximo	100,00	72,00
Rango	69,00	51,00
Cuartil inferior	39,00	31,00
Cuartil superior	64,00	45,00
Rango intercuatílico	25,00	14,00
Sesgo	0,72	0,69
Sesgo estandarizado	2,92	2,82
Kurtosis	-0,06	0,14
Kurtosis estandarizada	-0,13	0,28

**CUADRO 4.19. PUEBLA DE VALLES-LECHO DEL RIO (GUADALAJARA)**

	L	I
Tamaño de la muestra	100,00	100,00
Media	59,25	41,00
Mediana	61,50	38,50
Moda	63,00	27,00
Media geométrica	53,06	38,30
Varianza	625,54	221,76
Desviación típica	25,01	14,89
Error típico	2,50	1,49
Mínimo	16,00	13,00
Máximo	100,00	83,00
Rango	84,00	70,00
Cuartil inferior	36,50	28,50
Cuartil superior	80,50	49,50
Rango intercuatílico	44,00	21,00
Sesgo	-0,08	0,52
Sesgo estandarizado	-0,33	2,12
Kurtosis	-1,24	-0,17
Kurtosis estandarizada	-2,52	-0,35

**CUADRO 4.20. UCEDA-CUBILLO DE UCEDA (GUADALAJARA)**

	L	I
Tamaño de la muestra	100,00	100,00
Media	57,79	40,53
Mediana	55,00	40,00
Moda	47,00	31,00
Media geométrica	55,99	39,33
Varianza	224,47	99,71
Desviación típica	14,98	9,99
Error típico	1,50	0,99
Mínimo	30,00	19,00
Máximo	99,00	72,00
Rango	69,00	53,00
Cuartil inferior	46,50	32,50
Cuartil superior	67,00	47,50
Rango intercuatílico	20,50	15,00
Sesgo	0,77	0,54
Sesgo estandarizado	3,12	2,21
Kurtosis	0,05	0,27
Kurtosis estandarizada	0,10	0,54

**CUADRO 4.21. CASA DE UCEDA (GUADALAJARA)**

	L	I
Tamaño de la muestra	100,00	100,00
Media	54,03	41,09
Mediana	59,50	42,00
Moda	62,00	44,00
Media geométrica	51,71	39,74
Varianza	242,53	111,62
Desviación típica	15,57	10,56
Error típico	1,56	1,06
Mínimo	30,00	22,00
Máximo	87,00	68,00
Rango	57,00	46,00
Cuartil inferior	37,00	32,00
Cuartil superior	65,00	49,50
Rango intercuatílico	28,00	17,50
Sesgo	0,03	0,29
Sesgo estandarizado	0,14	1,19
Kurtosis	-1,29	-0,59
Kurtosis estandarizada	-2,64	-1,21

**CUADRO 4.22. MATARRUBIA (GUADALAJARA)**

	L	I
Tamaño de la muestra	100,00	100,00
Media	58,21	43,55
Mediana	62,00	45,00
Moda	39,00	47,00
Media geométrica	55,75	42,12
Varianza	258,99	120,43
Desviación típica	16,09	10,97
Error típico	1,61	1,09
Mínimo	30,00	23,00
Máximo	89,00	71,00
Rango	59,00	48,00
Cuartil inferior	40,50	33,00
Cuartil superior	70,00	51,00
Rango intercuatílico	29,50	18,00
Sesgo	-0,29	0,08
Sesgo estandarizado	-1,20	0,31
Kurtosis	-1,12	-0,77
Kurtosis estandarizada	-2,30	-1,56

**CUADRO 4.23. EL CASAR DE TALAMANCA-SUPERIOR (GUADALAJARA)**

	L	I
Tamaño de la muestra	100,00	100,00
Media	49,44	37,63
Mediana	42,50	33,50
Moda	40,00	31,00
Media geométrica	47,28	36,19
Varianza	229,97	118,66
Desviación típica	15,16	10,89
Error típico	1,52	1,09
Mínimo	27,00	20,00
Máximo	85,00	66,00
Rango	58,00	46,00
Cuartil inferior	37,00	30,00
Cuartil superior	63,50	45,50
Rango intercuatílico	26,50	15,50
Sesgo	0,59	0,77
Sesgo estandarizado	2,42	3,13
Kurtosis	-0,98	-0,33
Kurtosis estandarizada	-2,01	-0,66



**CUADRO 4.24. EL CASAR DE TALAMANCA-INFERIOR (GUADALAJARA)**

	L	I
Tamaño de la muestra	100,00	100,00
Media	53,41	40,15
Mediana	54,00	39,50
Moda	37,00	41,00
Media geométrica	51,60	38,79
Varianza	185,07	111,08
Desviación típica	13,60	10,54
Error típico	1,36	1,05
Mínimo	30,00	20,00
Máximo	80,00	67,00
Rango	50,00	47,00
Cuartil inferior	40,00	31,00
Cuartil superior	65,00	47,00
Rango intercuatílico	25,00	16,00
Sesgo	-0,07	0,37
Sesgo estandarizado	-0,30	1,50
Kurtosis	-1,38	-0,58
Kurtosis estandarizada	-2,83	-1,19

**CUADRO 4.25. FUENTELAHIGUERA (GUADALAJARA)**

	L	I
Tamaño de la muestra	100,00	100,00
Media	52,70	39,71
Mediana	51,00	39,00
Moda	50,00	35,00
Media geométrica	51,50	38,87
Varianza	136,09	67,07
Desviación típica	11,67	8,19
Error típico	1,17	0,82
Mínimo	32,00	21,00
Máximo	94,00	65,00
Rango	62,00	44,00
Cuartil inferior	45,00	34,00
Cuartil superior	59,50	44,50
Rango intercuatílico	14,50	10,50
Sesgo	0,90	0,44
Sesgo estandarizado	3,67	1,80
Kurtosis	1,32	0,70
Kurtosis estandarizada	2,70	1,43

**CUADRO 4.26. MESONES (GUADALAJARA)**

	L	I
Tamaño de la muestra	100,00	100,00
Media	51,75	39,28
Mediana	53,50	38,00
Moda	35,00	31,00
Media geométrica	49,71	38,09
Varianza	211,66	95,72
Desviación típica	14,55	9,78
Error típico	1,45	0,98
Mínimo	28,00	21,00
Máximo	84,00	60,00
Rango	56,00	39,00
Cuartil inferior	38,00	31,00
Cuartil superior	63,50	46,50
Rango intercuatílico	25,50	15,50
Sesgo	0,20	0,36
Sesgo estandarizado	0,82	1,47
Kurtosis	-1,22	-0,86
Kurtosis estandarizada	-2,49	-1,76

**CUADRO 4.27. SAN JUAN DE DIOS (TOLEDO)**

	L	I
Tamaño de la muestra	100,00	100,00
Media	50,92	38,61
Mediana	49,50	36,00
Moda	44,00	35,00
Media geométrica	49,81	37,80
Varianza	117,65	66,54
Desviación típica	10,85	8,16
Error típico	1,08	0,82
Mínimo	29,00	25,00
Máximo	82,00	60,00
Rango	53,00	35,00
Cuartil inferior	44,00	33,00
Cuartil superior	57,50	44,00
Rango intercuatílico	13,50	11,00
Sesgo	0,54	0,66
Sesgo estandarizado	2,19	2,70
Kurtosis	-7,23	-0,22
Kurtosis estandarizada	-1,48	-0,45

**CUADRO 4.28. LAYOS (TOLEDO)**

	L	I
Tamaño de la muestra	100,00	100,00
Media	57,29	43,01
Mediana	56,00	42,00
Moda	65,00	39,00
Media geométrica	55,90	42,24
Varianza	161,18	64,72
Desviación típica	12,70	8,04
Error típico	1,27	0,80
Mínimo	33,00	20,00
Máximo	90,00	63,00
Rango	57,00	43,00
Cuartil inferior	49,00	38,00
Cuartil superior	65,00	48,50
Rango intercuatílico	16,00	10,50
Sesgo	0,37	0,05
Sesgo estandarizado	1,53	0,19
Kurtosis	-0,23	-0,19
Kurtosis estandarizada	-0,47	-0,40

**CUADRO 4.29. AJOFRIN (TOLEDO)**

	L	I
Tamaño de la muestra	100,00	100,00
Media	53,26	40,48
Mediana	53,00	41,00
Moda	52,00	45,00
Media geométrica	51,36	39,37
Varianza	192,17	87,75
Desviación típica	13,86	9,37
Error típico	1,38	0,94
Mínimo	23,00	23,00
Máximo	81,00	60,00
Rango	58,00	37,00
Cuartil inferior	40,00	33,00
Cuartil superior	64,00	48,00
Rango intercuatílico	24,00	15,00
Sesgo	-0,03	0,06
Sesgo estandarizado	-0,11	0,26
Kurtosis	-0,97	-0,92
Kurtosis estandarizada	-1,98	-1,88

**CUADRO 4.30. LA HIGUERUELA (TOLEDO)**

	L	I
Tamaño de la muestra	100,00	100,00
Media	56,20	42,54
Mediana	56,00	40,50
Moda	50,00	35,00
Media geométrica	54,70	41,55
Varianza	173,50	86,00
Desviación típica	13,17	9,27
Error típico	1,32	0,93
Mínimo	30,00	24,00
Máximo	94,00	72,00
Rango	64,00	48,00
Cuartil inferior	47,00	35,50
Cuartil superior	63,50	49,50
Rango intercuatílico	16,50	14,00
Sesgo	0,57	0,42
Sesgo estandarizado	2,31	1,72
Kurtosis	0,41	-0,09
Kurtosis estandarizada	0,83	-0,19

**CUADRO 4.31. LA CELADA (TOLEDO)**

	L	I
Tamaño de la muestra	100,00	100,00
Media	45,47	36,50
Mediana	45,00	36,00
Moda	47,00	33,00
Media geométrica	44,41	35,78
Varianza	105,90	58,37
Desviación típica	10,29	7,64
Error típico	1,03	0,76
Mínimo	29,00	22,00
Máximo	79,00	63,00
Rango	50,00	41,00
Cuartil inferior	37,50	31,00
Cuartil superior	50,00	40,00
Rango intercuatílico	12,50	9,00
Sesgo	0,99	1,12
Sesgo estandarizado	4,05	4,57
Kurtosis	1,05	1,81
Kurtosis estandarizada	2,14	3,69



**CUADRO 4.32. SANTA ELENA (JAÉN)**

	L	I
Tamaño de la muestra	100,00	100,00
Media	51,56	37,74
Mediana	49,00	37,00
Moda	44,00	30,00
Media geométrica	50,26	36,59
Varianza	146,98	91,53
Desviación típica	12,12	9,57
Error típico	1,21	0,96
Mínimo	32,00	20,00
Máximo	94,00	68,00
Rango	62,00	48,00
Cuartil inferior	43,00	30,00
Cuartil superior	59,00	43,50
Rango intercuatílico	16,00	13,50
Sesgo	0,99	0,68
Sesgo estandarizado	4,07	2,78
Kurtosis	1,29	0,36
Kurtosis estandarizada	2,64	0,74

De todos los datos representados en los cuadros anteriormente citados, vamos a explicar solamente los más habituales de ellos:

#### **La media.-**

Aunque la media de las longitudes máximas de los cantos, en todas las áreas de estudio, está comprendida entre 59,25 mm y 44,77 mm; y la media de la anchura del cantos entre 43,55 mm y 33,98 mm, es en Guadalajara donde tenemos los valores anteriormente citados.

#### **La mediana.-**

La ventaja de la mediana sobre la media aritmética, es que la primera no está influida por los valores extremos. Con la mediana sucede lo mismo que con la anterior medida estando comprendida entre 62 mm y 41 mm para las longitudes máximas, y entre 45 mm y 32 mm para la anchura del canto, siendo nuevamente Guadalajara el área en donde tenemos los valores más representativos.

#### **Moda.-**

La tercera medida de tendencia central es la moda, que se define como el valor que tiene una mayor frecuencia en un conjunto de datos. Por lo tanto, el valor modal de un conjunto de datos es el valor que se da más frecuentemente.

La moda de las longitudes máximas la tenemos entre 65 mm en Toledo y 35 mm en León y entre 47 mm y 25 mm en Guadalajara.

#### **Desviación típica.-**

La desviación típica es la medida que más se emplea para calcular el grado de dispersión de los valores dentro de un conjunto de datos. En esta medida se tiene en cuenta el signo de las desviaciones con respecto a la media aritmética, pero con

objeto de prescindir del efecto del signo, las desviaciones toman siempre valores positivos. Una vez elevadas las desviaciones al cuadrado, se suman y se divide el resultado entre el número total de observaciones. Este resultado se llama varianza. La raíz cuadrada de la varianza, es la desviación típica. Por lo tanto, la raíz cuadrada del promedio de los cuadrados de las desviaciones, es la desviación típica.

La desviación típica está comprendida entre 25,01 mm en Guadalajara y 10,29 mm en Toledo, sucediendo lo mismo para la otra medida.

#### **Mínimos y máximos.-**

Los mínimos y los máximos de ambas medidas se dan una vez más en la zona de Guadalajara.

También hemos hallado el rango o desviación semiintercuartílica que resulta fácil de interpretar y sencillo de calcular. Sin embargo, esta medida tiene los mismos inconvenientes que las apuntadas al hablar de la mediana.

El rango más destacado en León, es de 63 y el rango intercuartílico de 25,50 para El Espinal.

En Segovia el rango es de 58 y rango intercuartílico de 18 en Riaza.

En Guadalajara el rango mayor para la longitud es de 84 y el rango intercuartílico de 44 y 70 y 21 para la anchura, y corresponde también a la estación de Puebla de Valles, lecho del río.

En Toledo el rango mayor es de 64 y el rango intercuartílico de 16,50 y corresponde a La Higuera.

En Jaén el rango es de 62 y el rango intercuartílico es de 16 en Santa Elena.

### **Sesgo.-**

El sesgo en todas las áreas de estudio es positivo, salvo en Guadalajara y Toledo que lo tienen negativo.

### **Curtosis.-**

La curtosis en la mayoría de las estaciones es negativa, por lo que la curva de distribución de tamaño de los cantos tienen forma leptocúrtica, salvo en las estaciones de Robledo de Corpes, Hiendelaencina, Fuentelahiguera, La Higuera, La Celada y Santa Elena, que es positiva y, por lo tanto, tienen forma platicúrtica.

El hecho de que la mayor parte de las distribuciones con kurtosis platicúrtica se hallen en la mitad meridional de la Península probablemente tiene un significado climático. Tal vez pudiera explicarse por la presencia de un número mayor de procesos de fragmentación de las cuarcitas que en el caso de las septentrionales, Figuras 4.7 y 4.8.

Efectivamente, los valores más bajos se corresponden con los más norteños (Camposagrado -1,13) y Santa Elena, 1,29, el más meridional. Valores en torno a cero se encuentran en el Sistema Central.

No parece, sin embargo que la tectónica haya desempeñado un papel importante en la génesis de los tamaños. Esto se habría puesto de manifiesto si los datos fueran más homogéneos. No obstante debe tenerse en cuenta que se comparan en este trabajo datos de rañas diferentes (inclusive ciertas otras muestras para diferenciar de las rañas) y de las mismas rañas en posiciones diferentes, por lo que el papel principal debe recaer sobre el modo de transporte antes que sobre la génesis del material.

La tectónica que hubiera podido dar origen a los materiales del sedimento tampoco es un elemento de valor constante, sino que actuó (por los conocimientos

# Kurtosis de todos los cantos

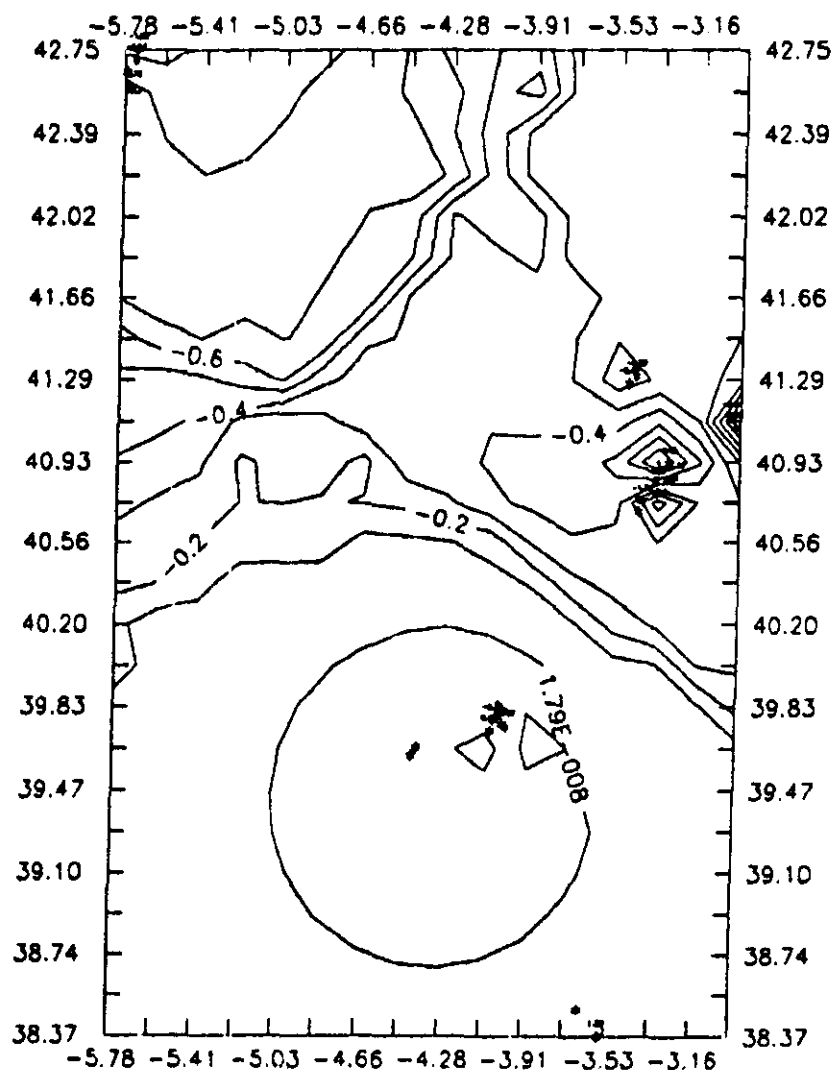
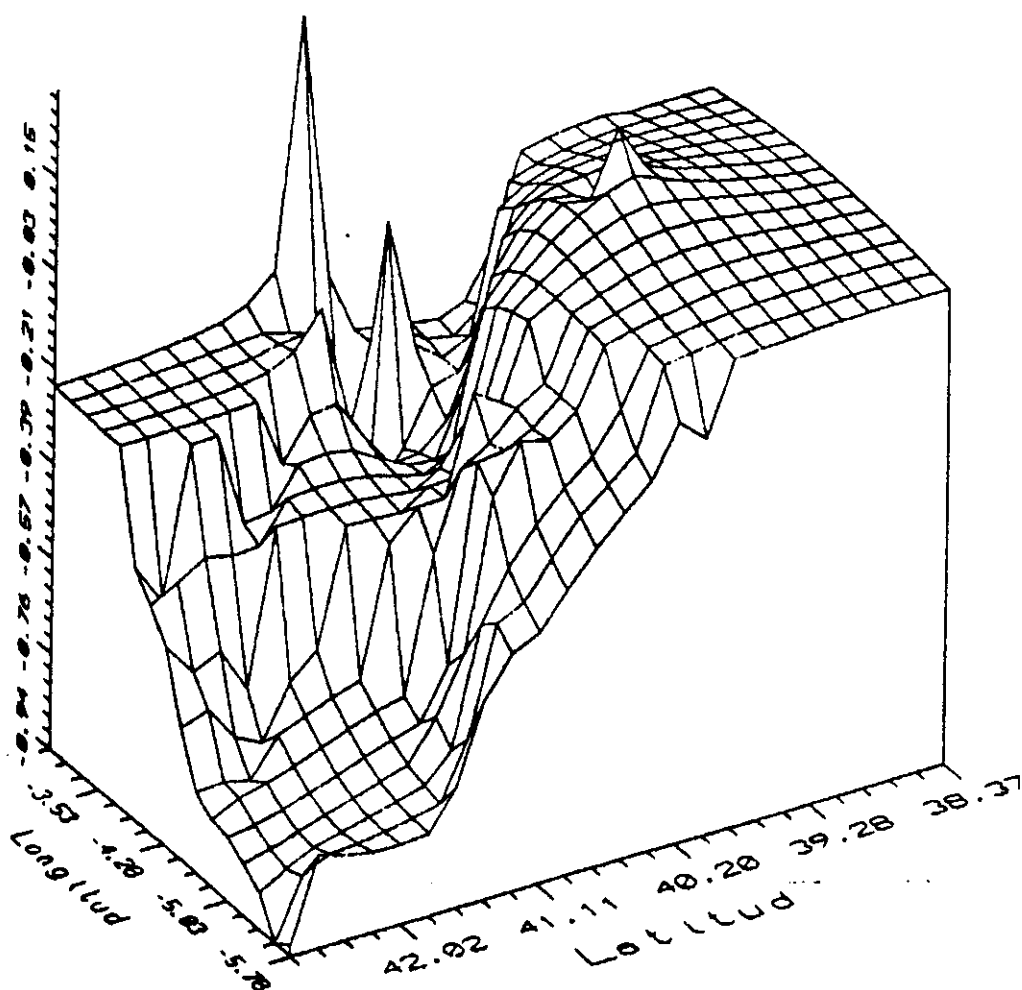


Figura 4.7 Mapa de variación de la Kurtosis  
en las rañas estudiadas



Superficie de kurtosis (todos los cantos)

Figura 4.8 Representación tridimensional de la  
Kurtosis desde el NW hacia el SE

de geología y geomorfología locales que poseemos) diferenciadamente: frente a la vertiente S de la Cantábrica, y en ambas laderas del Sistema Central, mientras que de mínima expresión en los Montes de Toledo, y probablemente con valores intermedios en Santa Elena. Dado que la importancia de los relieves no parece relacionarse bien con los valores aquí hallados, parece lógico pensar en la capacidad selectora del medio de transporte como base de la interpretación de los valores de la kurtosis.

En Santa Elena el agua debió funcionar más esporádicamente, como corresponde a un lugar meridional, mientras que en Camposagrado se nota la proximidad de la húmeda Cantábrica.

#### IV.2.1.2.1 Comentario de las gráficas de la distribución de tamaños de la fracción gruesa

Para confeccionar las gráficas de los tamaños superiores, tan habituales en las rañas, se ha procedido del siguiente modo:

- conteo de 100 cantos, a la mano, y medida de sus anchos.
- clasificación de los valores obtenidos en 10 clases, según la escala logarítmica  $\varphi$ .
- representación de las frecuencias simples de cada una de las clases en papel semilogarítmico.
- representación de las frecuencias acumuladas en el mismo gráfico, con papel semilogarítmico.

Para que sean más comprensible los tamaños expresados en escala  $\varphi$ , he aquí una equivalencia:

<u>Escala <math>\varphi</math></u>	<u>Tamaño en mm</u>
-6,25	76,11
-6,00	64,00
-5,75	53,81
-5,50	45,25
-5,25	38,05
-5,00	32,00
-4,75	26,90
-4,50	22,63
-4,25	19,02
-4,00	16,00

Se ha trabajado en todo momento con las medidas del ancho de los cantos, y con el fin de que, metodológicamente, exista un único criterio, el mismo que habitualmente se sigue en las fracciones arena e inferiores.

#### A) CURVA SIMPLE

En casi todos los casos aparece clara una forma próxima a la campana de Gauss, lo que significa una distribución próxima a la normalidad. Por lo general las frecuencias máximas se dan en el tamaño Ø-5, esto es, 32 mm, siendo las estaciones que están comprendidas entre ellas con su tanto por ciento sin acumular las siguientes: El Espinal 24% y Camposagrado 31% Figuras 4.9 y 4.10, La Velilla 34% Figura 4.12, Rianza 31% y Los Llanos 30% Figuras 4.13 y 4.14, Puebla de Valles-Tamajón 27%, y Puebla de Valles, lecho del río 21% Figuras 4.19 y 4.20, Viñuelas 24% Figura 4.26, Mesones 22% y San Juan de Dios 36% Figuras 4.27 y 4.28, La Higuera 29% y La Celada 41% Figuras 4.31 y 4.32 y Santa Elena 26% Figura 4.33.

El sesgo o skewnes nos habla del significado de las "colas". Puede suceder que el  $S_k$  sea positivo, simétrico ( $= 0$ ) o negativo. En el primer caso existe buena



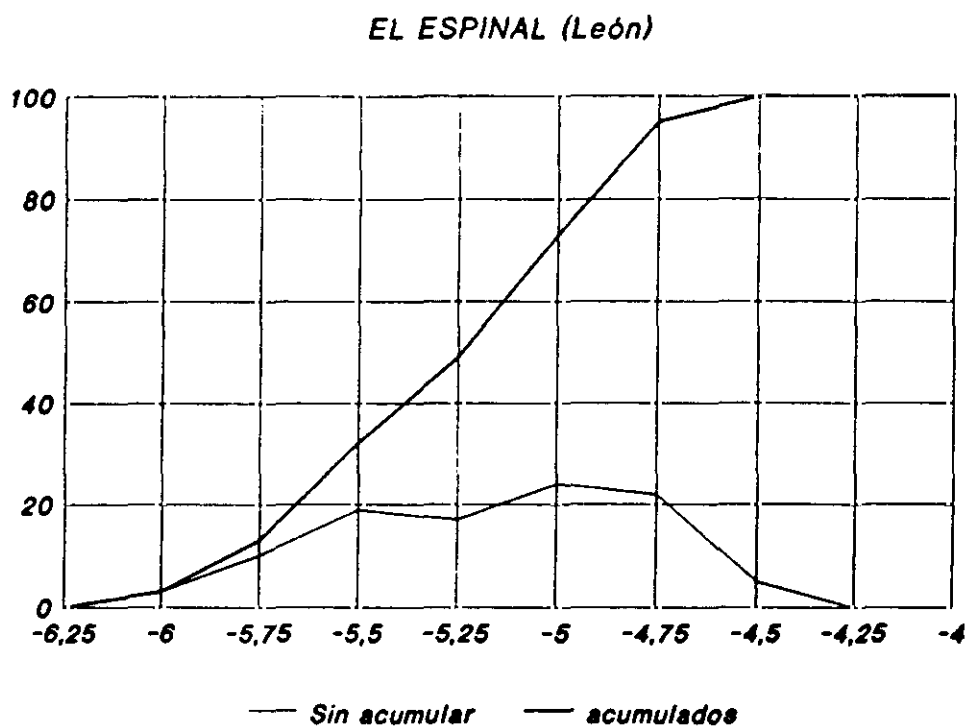


Figura 4.9 Granulometría de la fracción gruesa

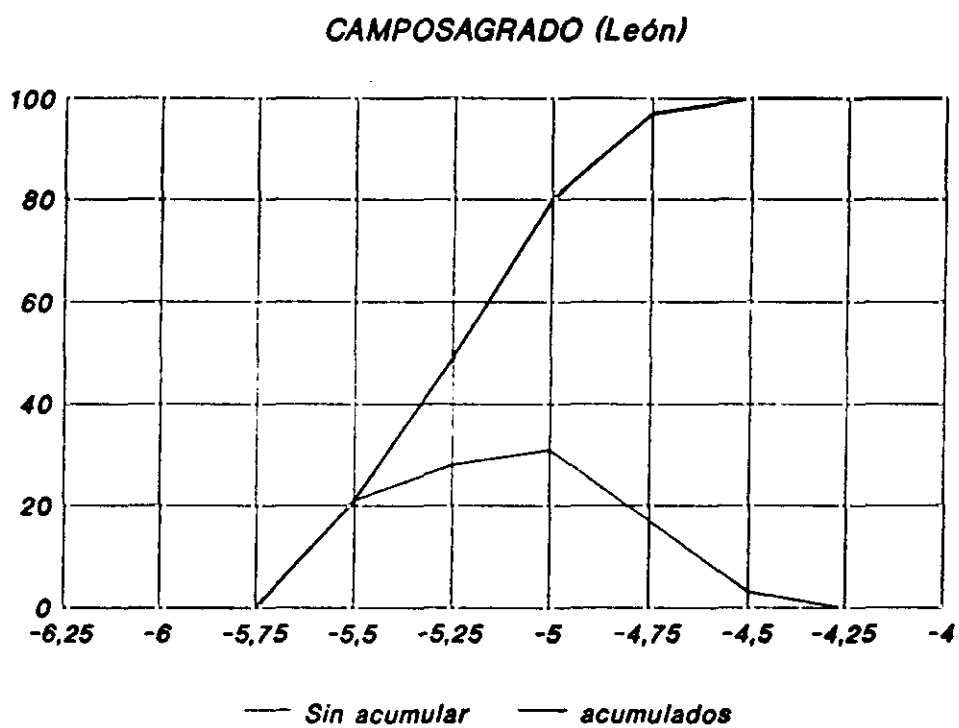


Figura 4.10 Granulometría de la fracción gruesa

### VILLARROQUEL (León)

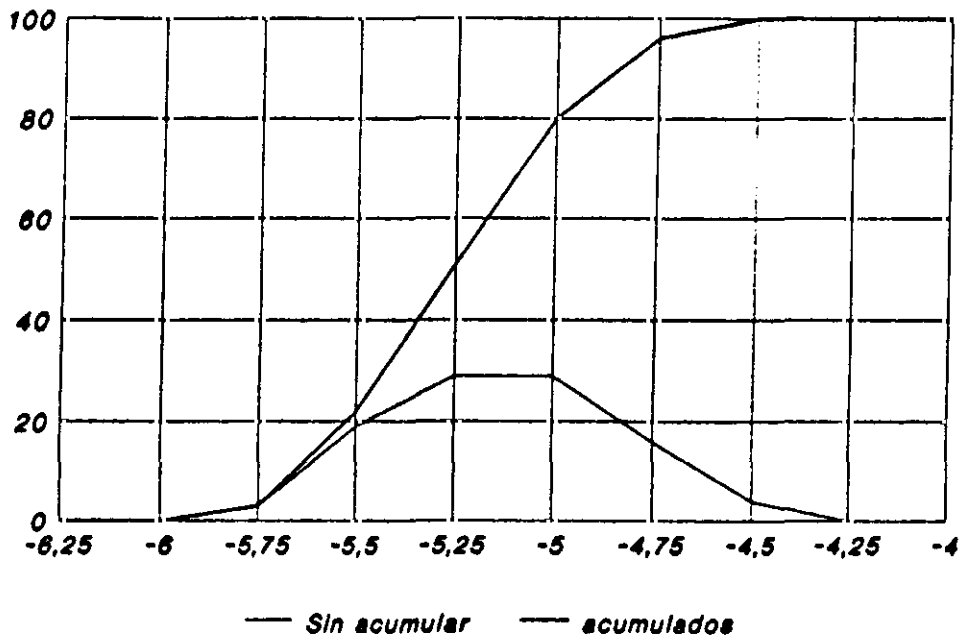


Figura 4.11 Granulometría de la fracción gruesa

### LA VELILLA (León)

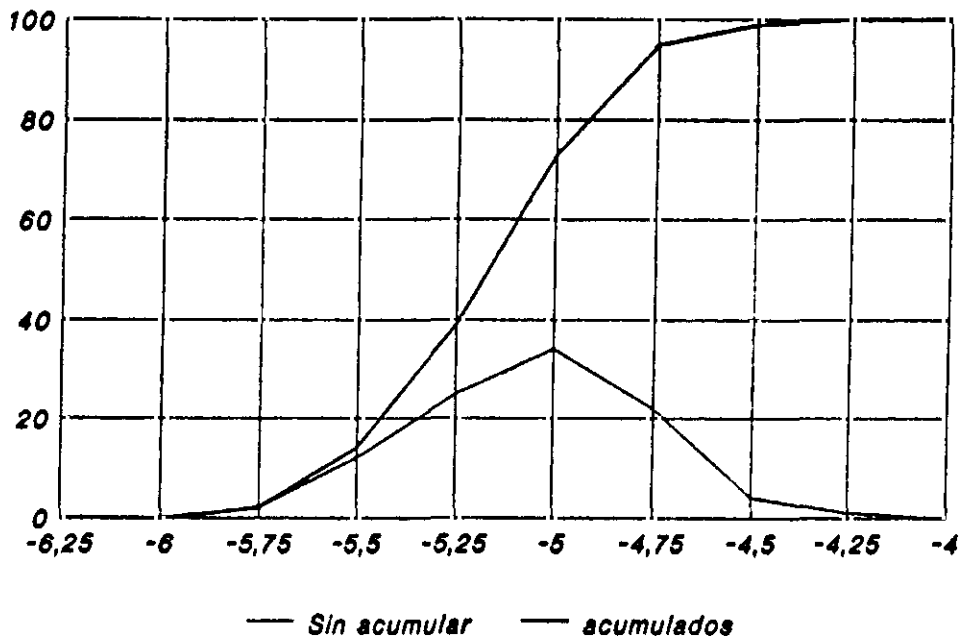


Figura 4.12 Granulometría de la fracción gruesa

*RIAZA (Segovia)*

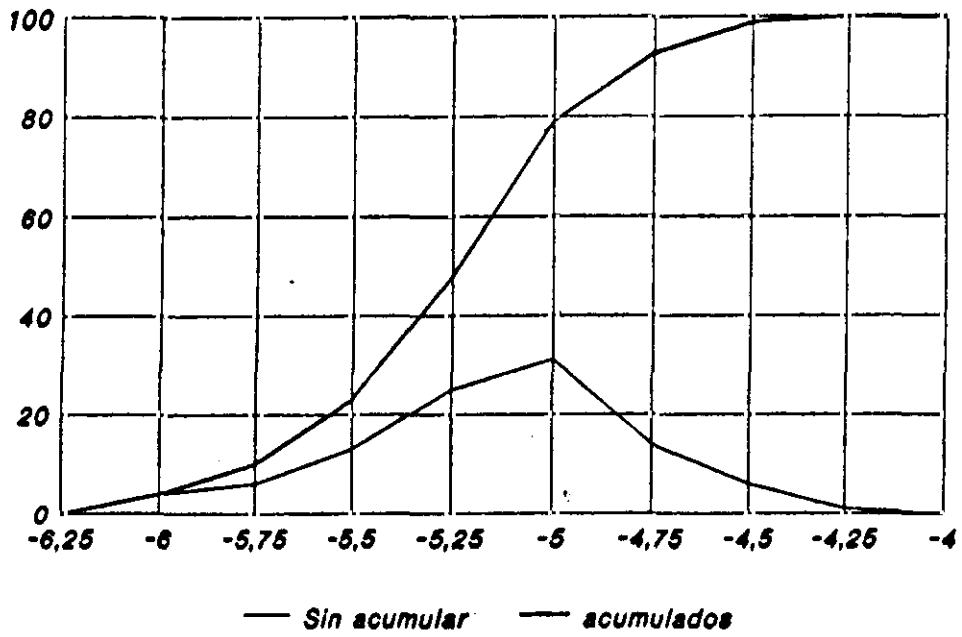


Figura 4.13 Granulometría de la fracción gruesa

*LOS LLANOS-RIAZA (Segovia)*

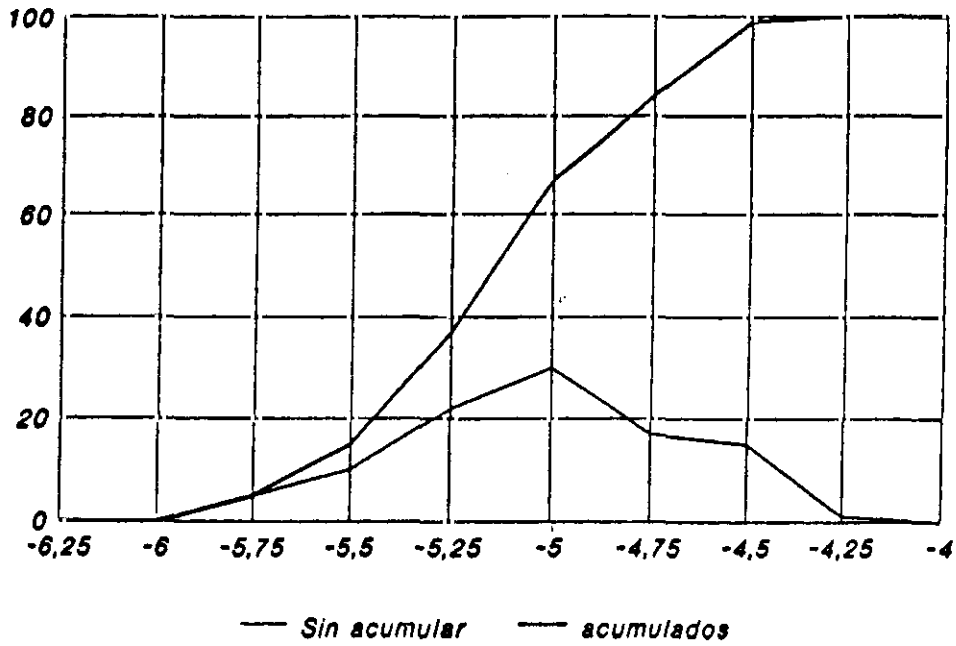


Figura 4.14 Granulometría de la fracción gruesa

**GASCUERA-HIENDELAENCINA (Guadalajara)**

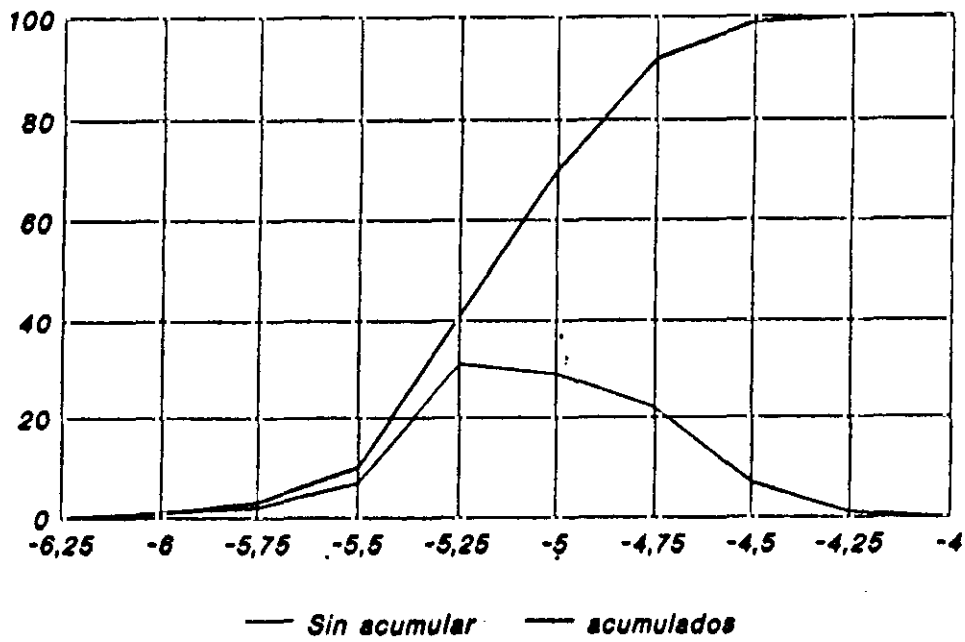


Figura 4.15 Granulometría de la fracción gruesa

**ROBLEDO DE CORPES-ATIENZA (Guadalajara)**

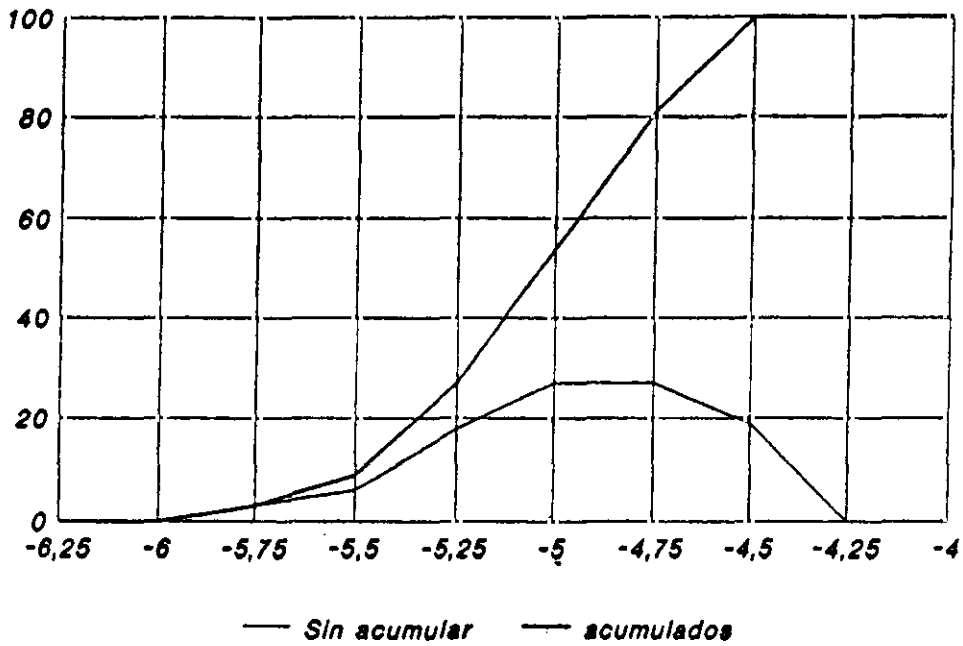


Figura 4.16 Granulometría de la fracción gruesa

**HIENDELAENCINA-JADRAQUE (Guadalajara)**

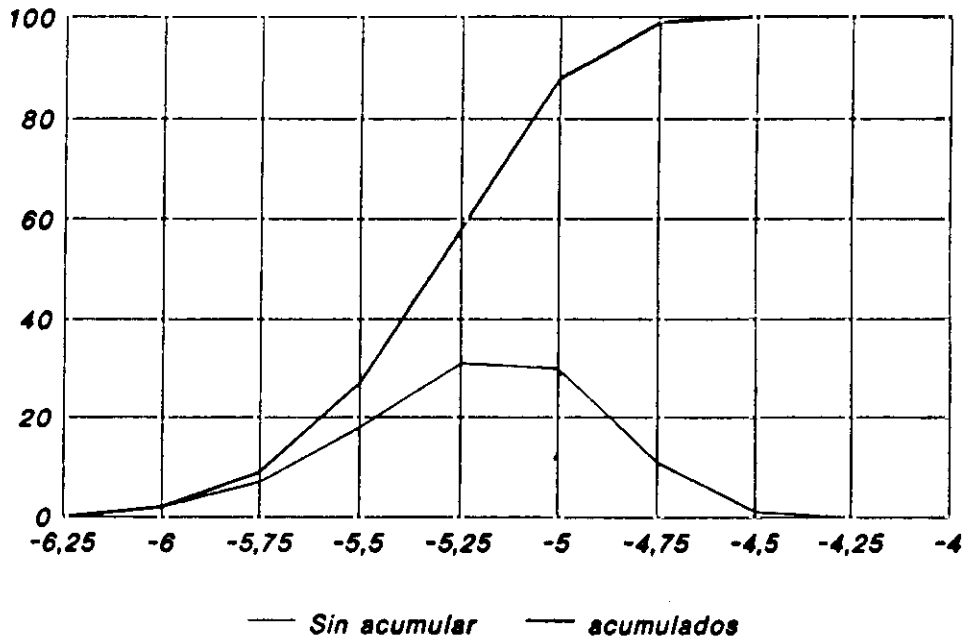


Figura 4.17 Granulometría de la fracción gruesa

**PUEBLA DE VALLES (Guadalajara)**

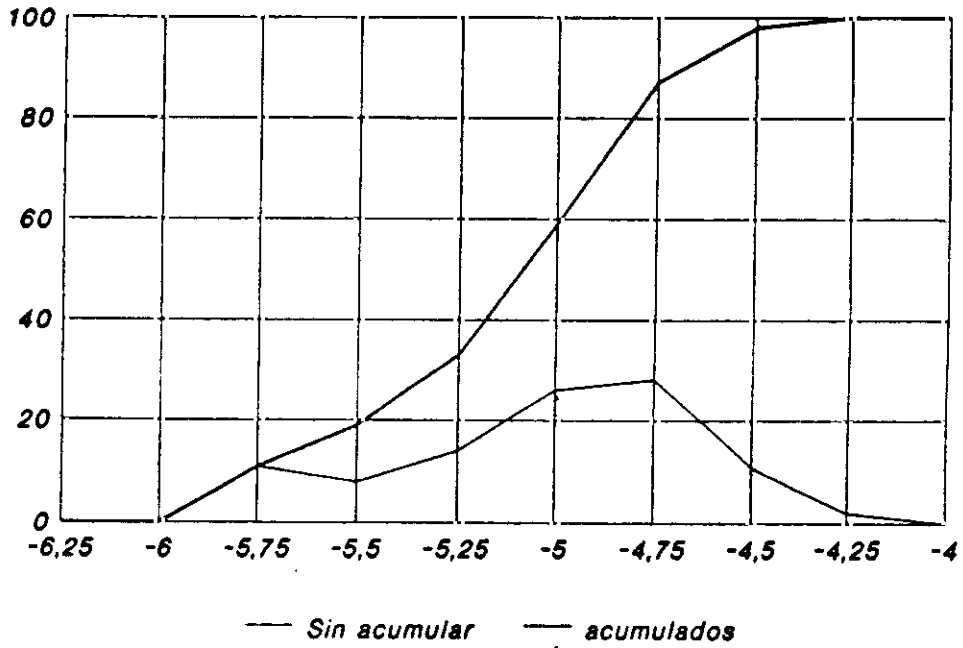


Figura 4.18 Granulometría de la fracción gruesa

**PUEBLA DE VALLES-TAMAJON (Guadalajara)**

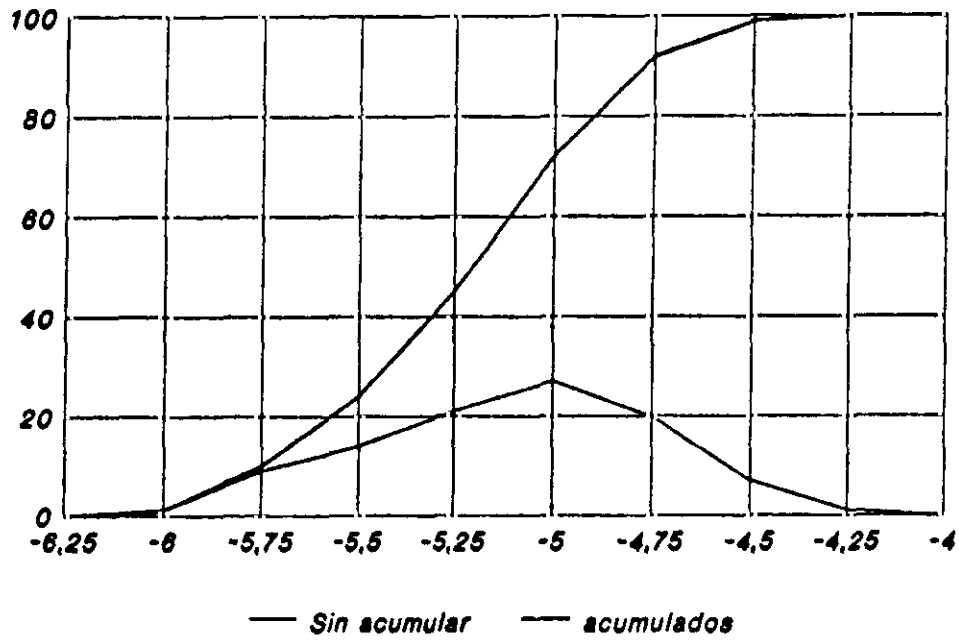


Figura 4.19 Granulometría de la fracción gruesa

**PUEBLA DE VALLES-Lecho del río (Guadal.)**

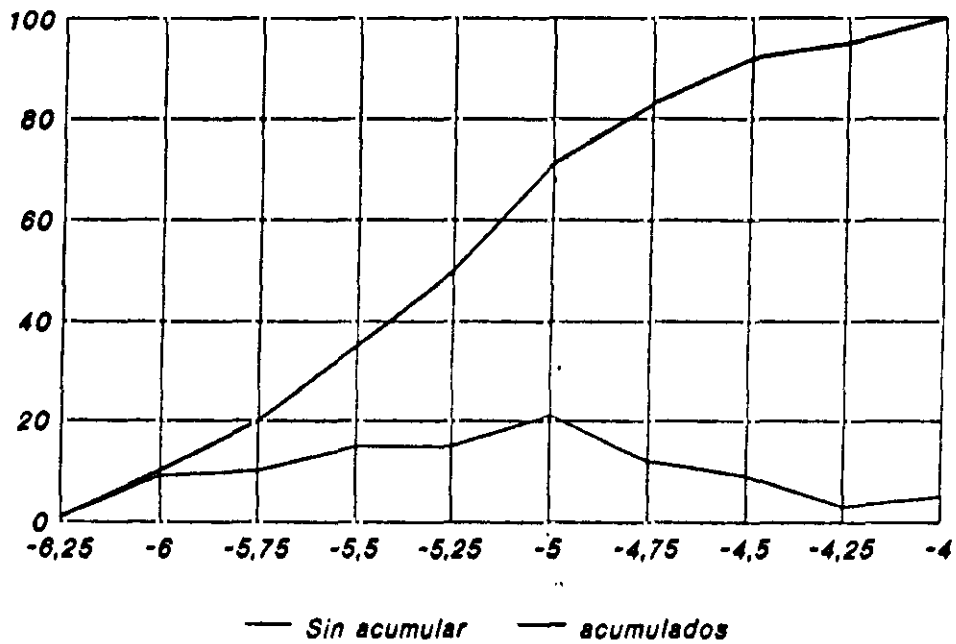


Figura 4.20 Granulometría de la fracción gruesa

**UCEDA-CUBILLO DE UCEDA (Guadalajara)**

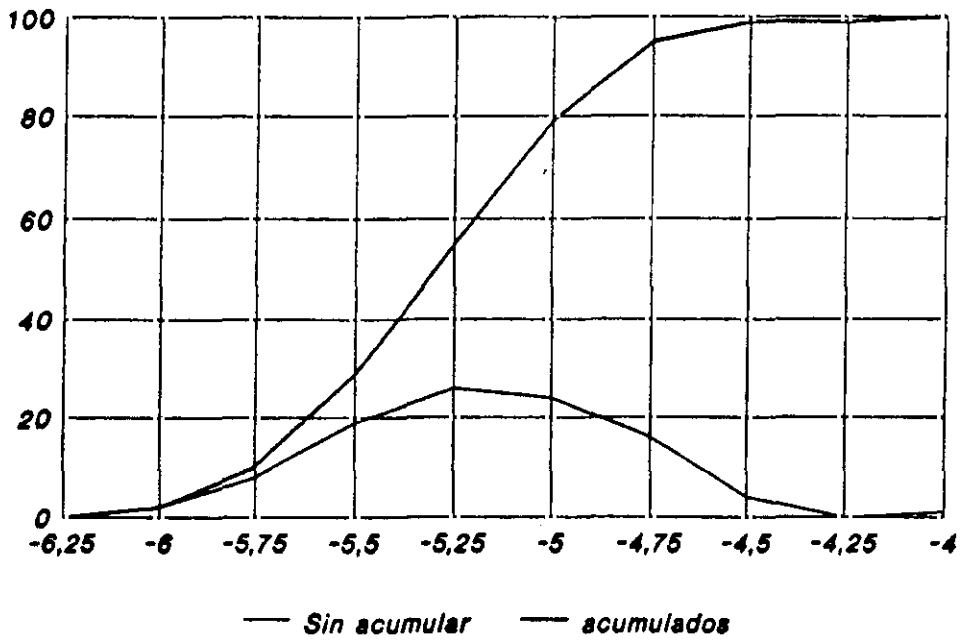


Figura 4.21 Granulometría de la fracción gruesa

**CASA DE UCEDA (Guadalajara)**

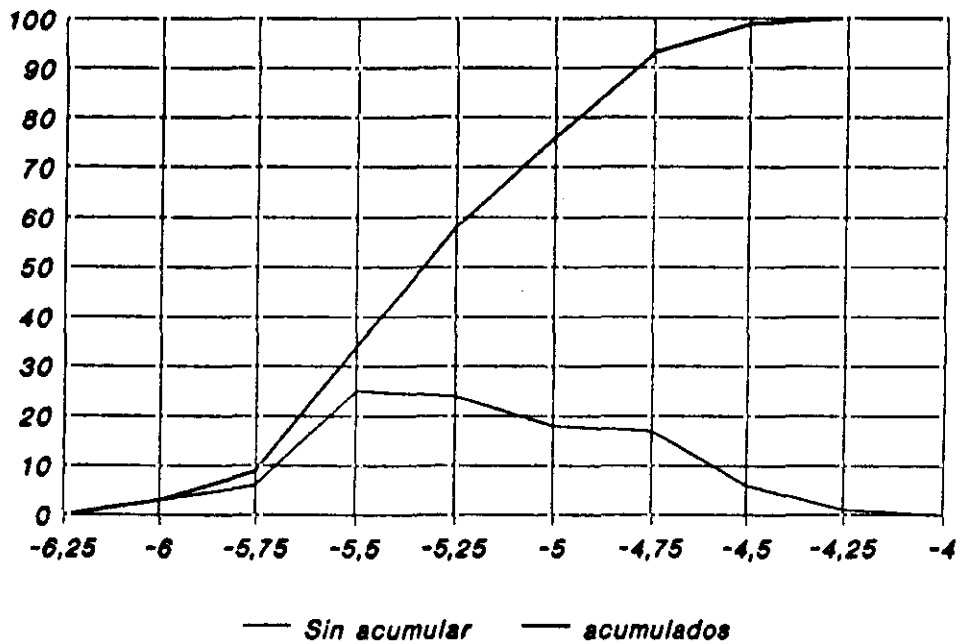


Figura 4.22 Granulometría de la fracción gruesa

**MATARRUBIA (Guadalajara)**

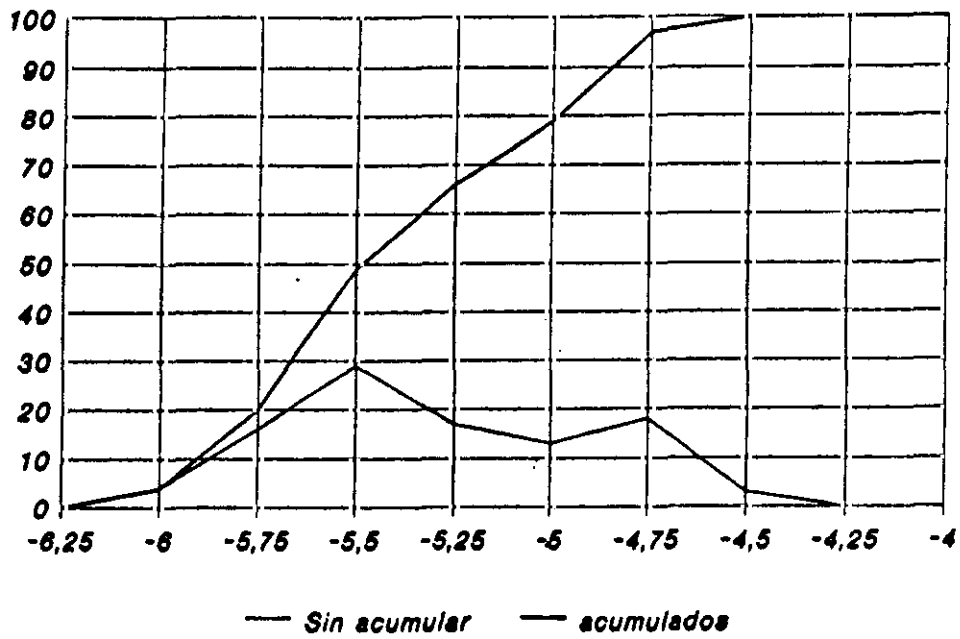


Figura 4.23 Granulometría de la fracción gruesa

**EL CASAR DE TALAMANCA (Guadalajara)**

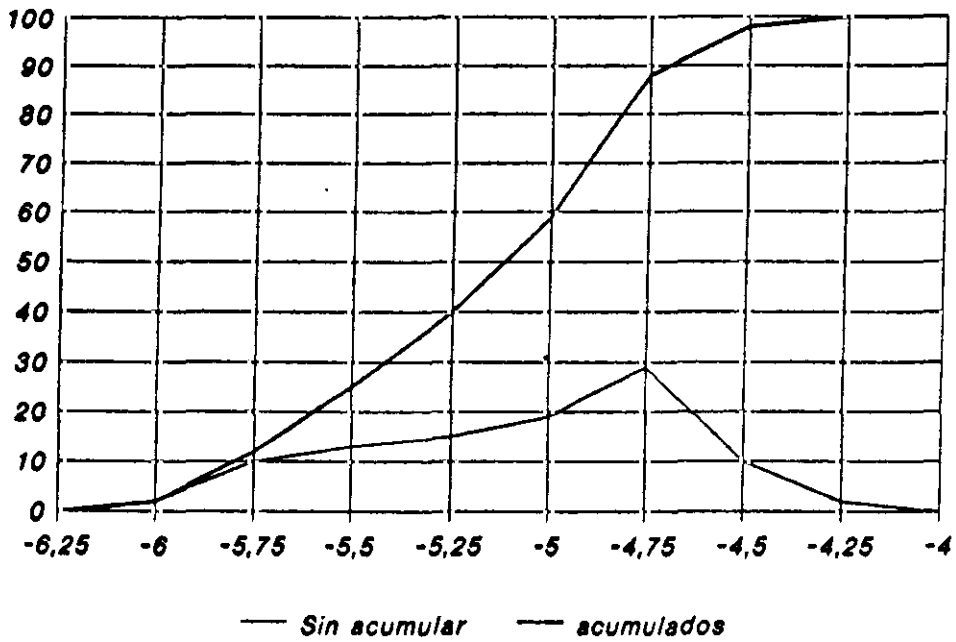


Figura 4.24 Granulometría de la fracción gruesa



### FUENTELAHIGUERA (Guadalajara)

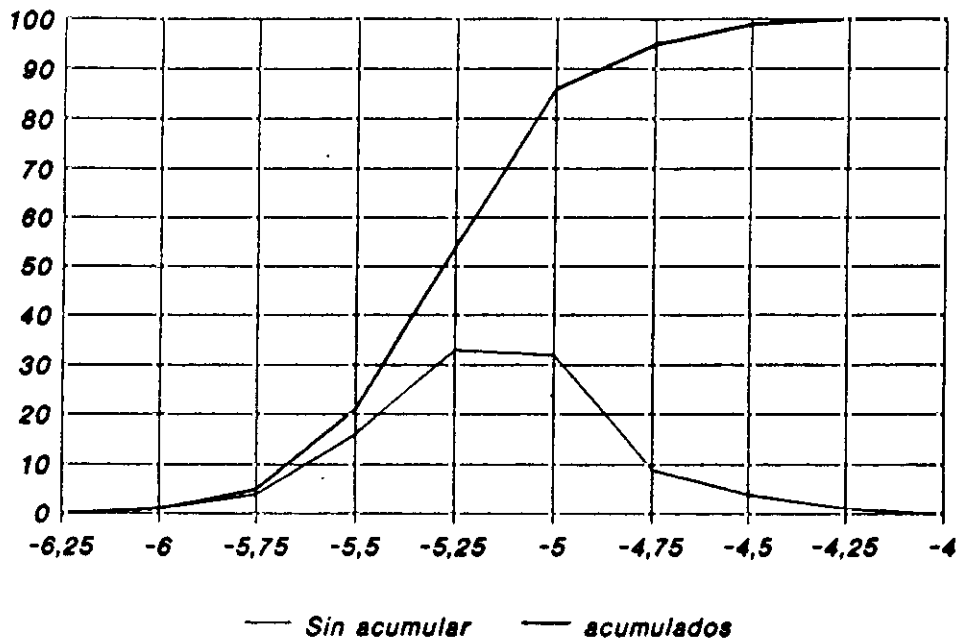


Figura 4.25 Granulometría de la fracción gruesa

### VIRUELAS (Guadalajara)

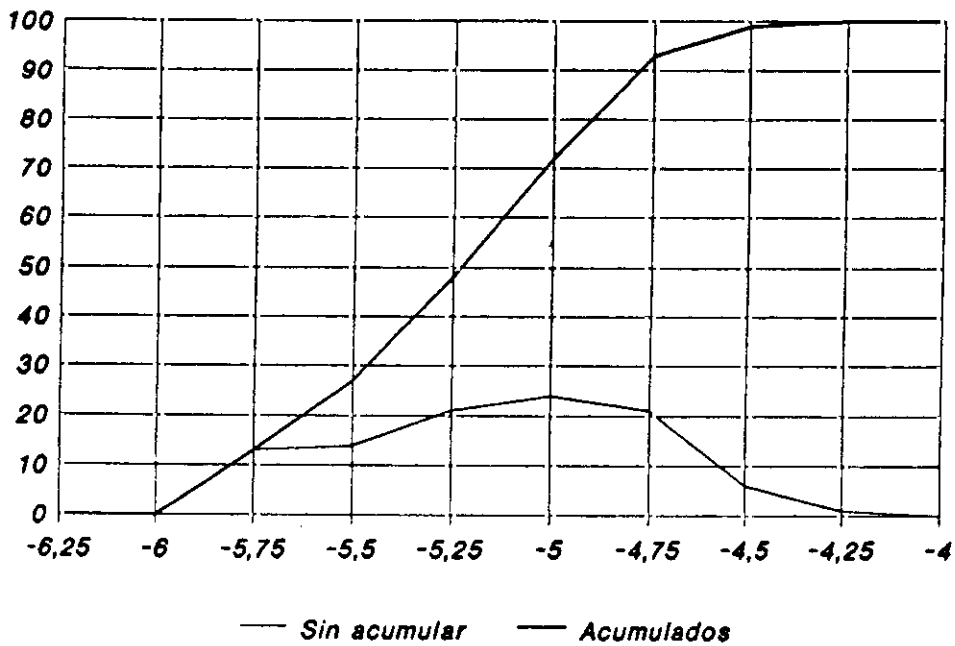


Figura 4.26 Granulometría de la fracción gruesa

MESONES (Guadalajara)

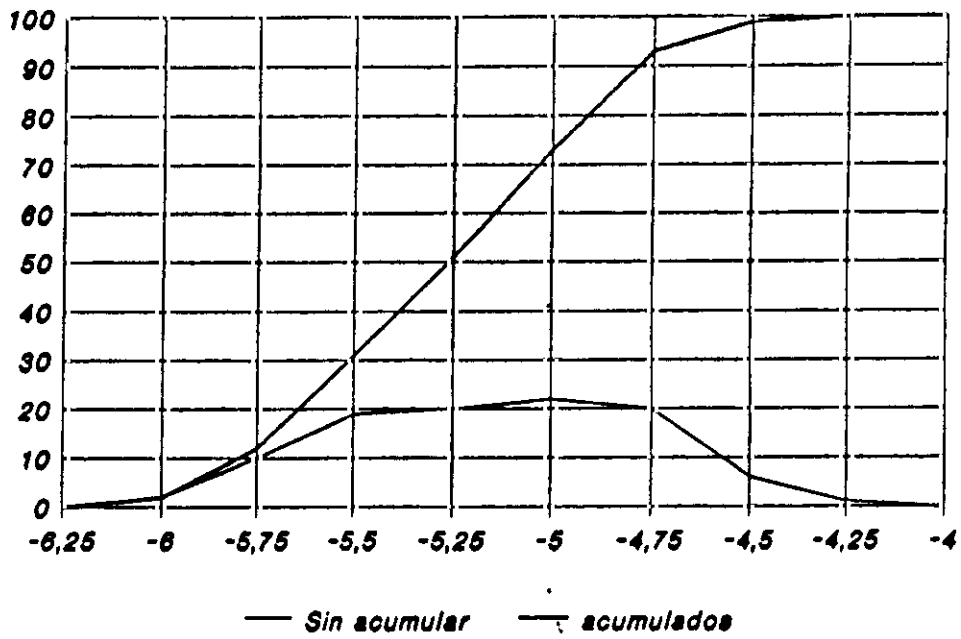


Figura 4.27 Granulometría de la fracción gruesa

SAN JUAN DE DIOS (Toledo)

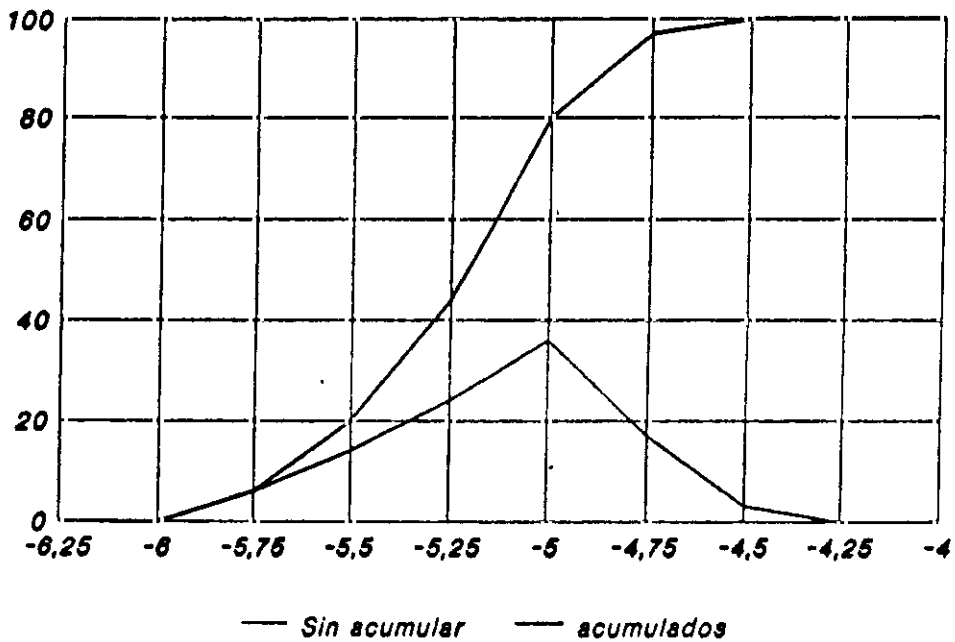


Figura 4.28 Granulometría de la fracción gruesa

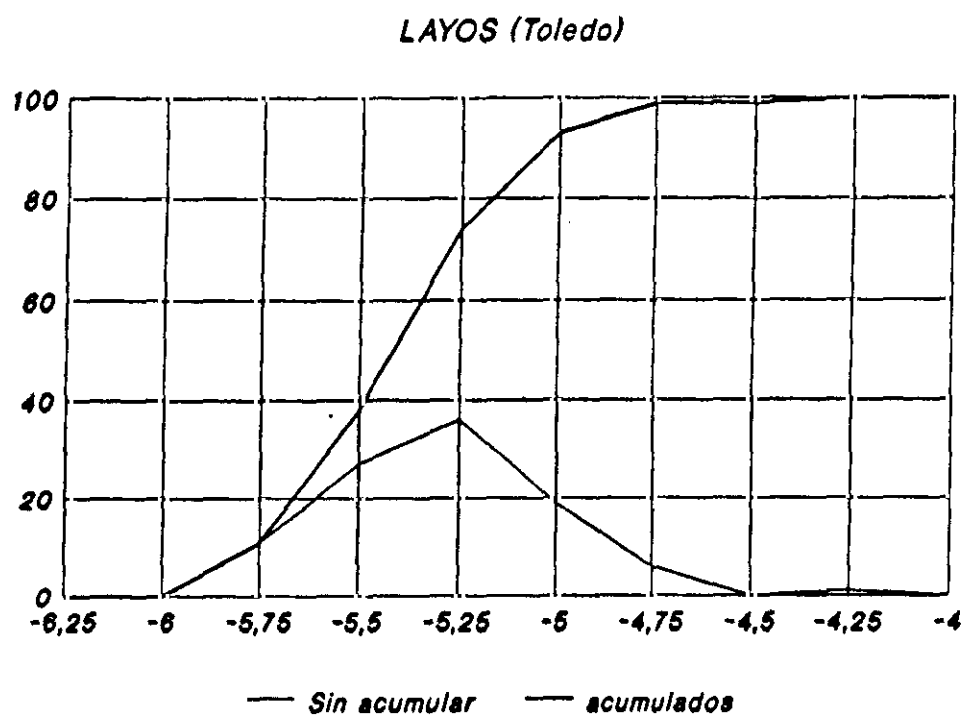


Figura 4.29 Granulometría de la fracción gruesa

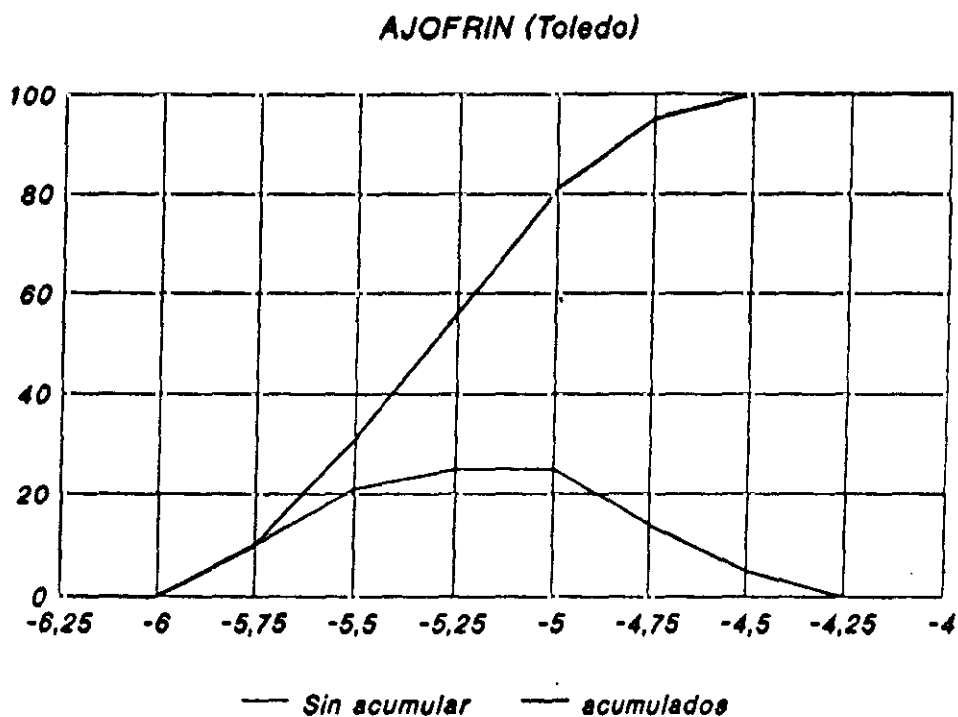


Figura 4.30 Granulometría de la fracción gruesa

### LA HIGUERUELA (Toledo)

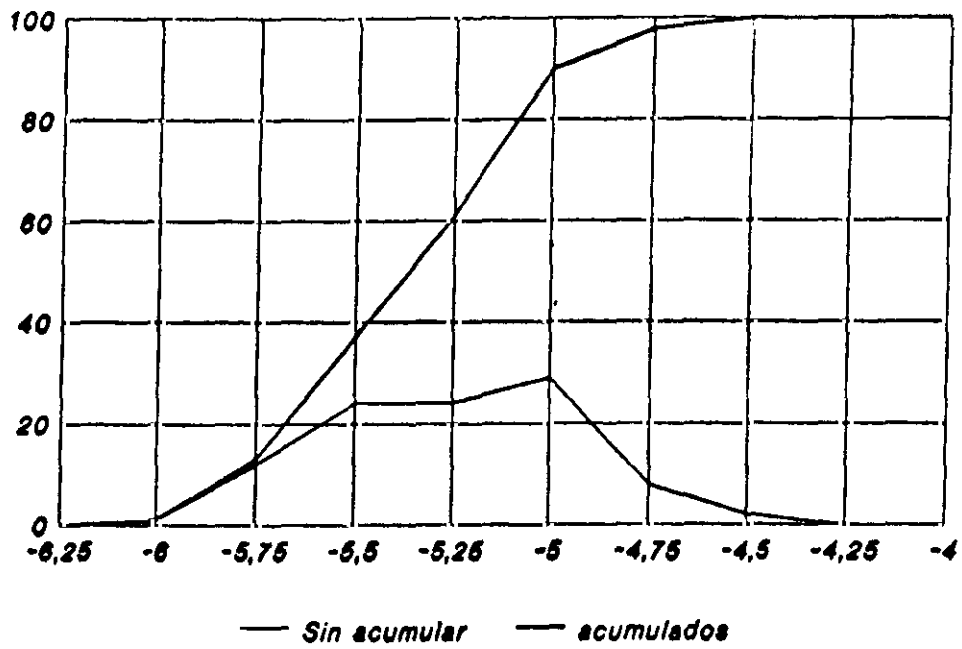


Figura 4.31 Granulometría de la fracción gruesa

### LA CELADA (Toledo)

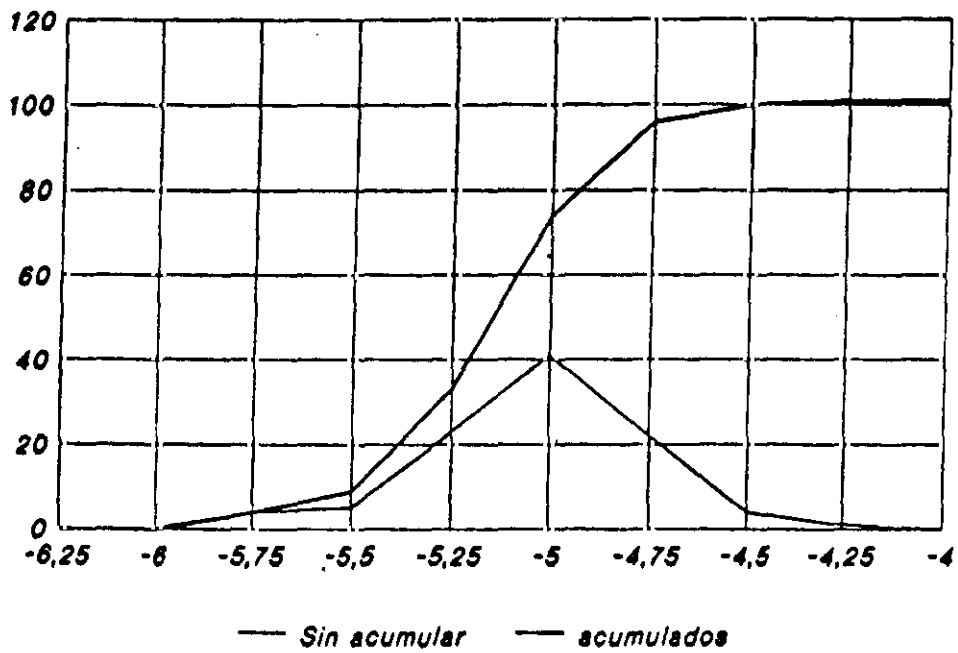


Figura 4.32 Granulometría de la fracción gruesa

**SANTA ELENA (Jaén)**

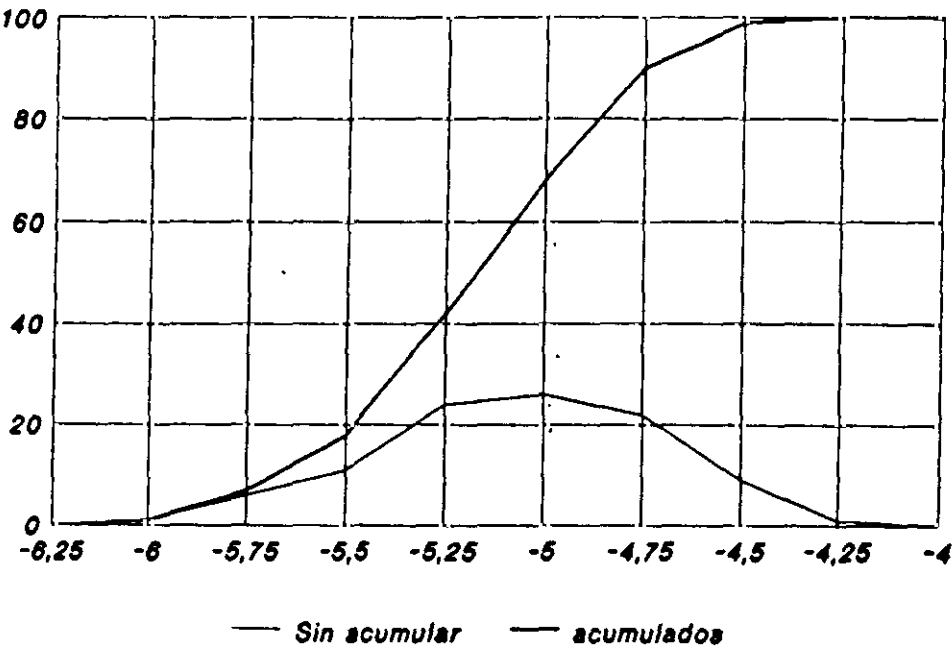


Figura 4.33 Granulometría de la fracción gruesa

clasificación en los gruesos, y viceversa. Vamos a ir comentando las distintas estaciones, La Velilla, Los Llanos, Mesones, La Higuera y La Celada, tienen asimetría o sesgo positivo, estando situada la cola a la derecha. El Espinal, Camposagrado, Riaza, Puebla de Valles, Puebla de Valles, lecho del río, Viñuelas, San Juan de Dios y Santa Elena, en todas ellas puede verse en las figuras correspondientes, que la distribución en las gráficas, presentan asimetría o sesgo negativo y que presenta una cola a la izquierda.

La curtosis o medida de la "picudez" o angulosidad, da la agudeza de la curva de frecuencia como relación de la proximidad entre los valores centrales, generalmente el 50% central, y los valores externos, generalmente en el 90%. Si  $K_g > 1$  la curva se denomina leptokúrtica, en cuyo caso los tamaños medios, que son los preponderantes, están bien clasificados. La curva, incluso con distribución normal, presenta un ascenso central.

Si  $K_g < 1$ , la curva se llama platikúrtica y ocurre lo contrario; son bajos los valores de las clases intermedias y se halla mal clasificada. La curva es aplanada, aunque tenga distribución normal.

Por lo tanto todas las estaciones citadas son platikúrticas.

Sin embargo, no se ajustan a esta regla general las siguientes estaciones:

- a) las que poseen el máximo en -5,25: Gascuña 31 % Figura 4.15, Hiendelaencina 31 % Figura 4.17, Uceda-Cubillo de Uceda 26 % Figura 4.21, Fuentelahiguera 33 % Figura 4.25, y Layos 36 % Figura 4.29. El sesgo en todas éstas es positivo y la kurtosis también, son de las llamadas curvas platikúrticas.
- b) las que los tienen en -4,75: Puebla de Valles 28 % Figura 4.18 y El Casar de Talamanca 29 % Figura 4.24. El sesgo en estas dos es negativo; la curtosis en una es leptokúrtica y en la otra platikúrtica.

- c) las que tienen el máximo repartido entre -5 y -4,75 como Robledo de Corpes Figura 4.16, siendo el tanto por ciento del 27% en ambos. El sesgo o asimetría es negativa y la kurtosis o angulosidad de la curva es platikúrtica. En este mismo grupo pero con los máximos en -5,25 y -5, tenemos Villarroquel Figura 4.11 con el 29% y 29%, y Ajofrín Figura 4.30 con el 25% y 25% respectivamente, caracterizándose porque sus curvas son simétricas, es decir las frecuencias de clase decrecen simétricamente hacia ambos lados, a partir de un valor máximo situado en el centro de la curva, pero en estos casos es a partir de los dos máximos. Estas también son platikúrticas.
- d) las que poseen bimodalidad: son Casa de Uceda Figura 4.22 y Matarrubia Figura 4.23 con los máximos en -5,5 y -5, en la primera tenemos el 25% y 17% y en la segunda del 29%, y 18%. Estas dos estaciones se caracterizan por tener sesgo positivo, y las curvas platikúrticas.

La bimodalidad, en principio, debe responder a dos poblaciones, especialmente cuando los dos máximos se hallan suficientemente separados. No parece sensato especular sobre el origen de la bimodalidad. Cabe pensar dos procesos fundamentales: uno, la mezcla, ya en el propio sedimento, porque existían cantos de cuarcita de naturaleza ligeramente distinta; otro, por la mezcla debida a aportes posteriores. En el caso segundo se podría estar en presencia de un sedimento "contaminado" posteriormente al depósito.

En el caso de una bimodalidad ligera, puede tratarse de una distribución más platikúrtica.

También en las gráficas comentadas anteriormente, están incluidas las curvas de frecuencias acumuladas, que son la otra forma de presentar la información estadística. La frecuencia acumulada permite conocer todos los valores inferiores al límite superior de clase de intervalo determinado.

Todas estas curvas tienen forma de S o sigmoidales, lo cual implica una acción selectiva de material realizada por medio de un agente de transporte. Estas curvas son propias de las "acumulaciones libres" depositadas por disminución de la competencia del medio de transporte.

#### **IV.2.1.3 Composición litológica**

El espectro litológico global de los elementos gruesos de la raña es muy reducido, y está en estrecha dependencia con el carácter geológico-petrográfico local de cada una de las áreas de estudio. Por lo tanto en nuestro caso la composición litológica está constituida, casi en su totalidad, por cuarcitas (> 95%) acompañadas de muy débiles porcentajes de cuarzo, y por ello hemos procurado hacer la caracterización litológica de los elementos gruesos en las partes más profundas de los cortes. En algunas de las áreas, donde si bien los cantos presentan síntomas de alteración química intensa, el grado de consistencia de los mismos es mayor, por lo que la determinación de su naturaleza petrológica era más fiable.

Aunque no debe olvidarse que se han tomado muestras de los cantos de los niveles de conglomerados del Mioceno, tanto como de la raña, cuyo desmantelamiento *debe proporcionar abundantes cantos a los lechos de los ríos actuales, y a ciertas terrazas antiguas.*

No cabe la menor duda de que a mayor antigüedad en un sedimento aluvial, tanto más evolucionado está el suelo que lo impregna, y por ello tanto menor será la posibilidad de encontrar litologías fácilmente alterables. La matriz de las distintas áreas, presenta una segregación en los colores, con tonos rojos y amarillos, que se continúa por el interior de los elementos gruesos Figura 4.34.

Hemos de destacar que, en algunos elementos, la corteza es tan profunda que la alteración se aprecia hasta el centro de los mismos. Precisamente esta corteza es la que proporciona un aspecto arenoso de granos más o menos sueltos debido a una supuesta eliminación del cemento silíceo que trababa los granos. En estos casos,



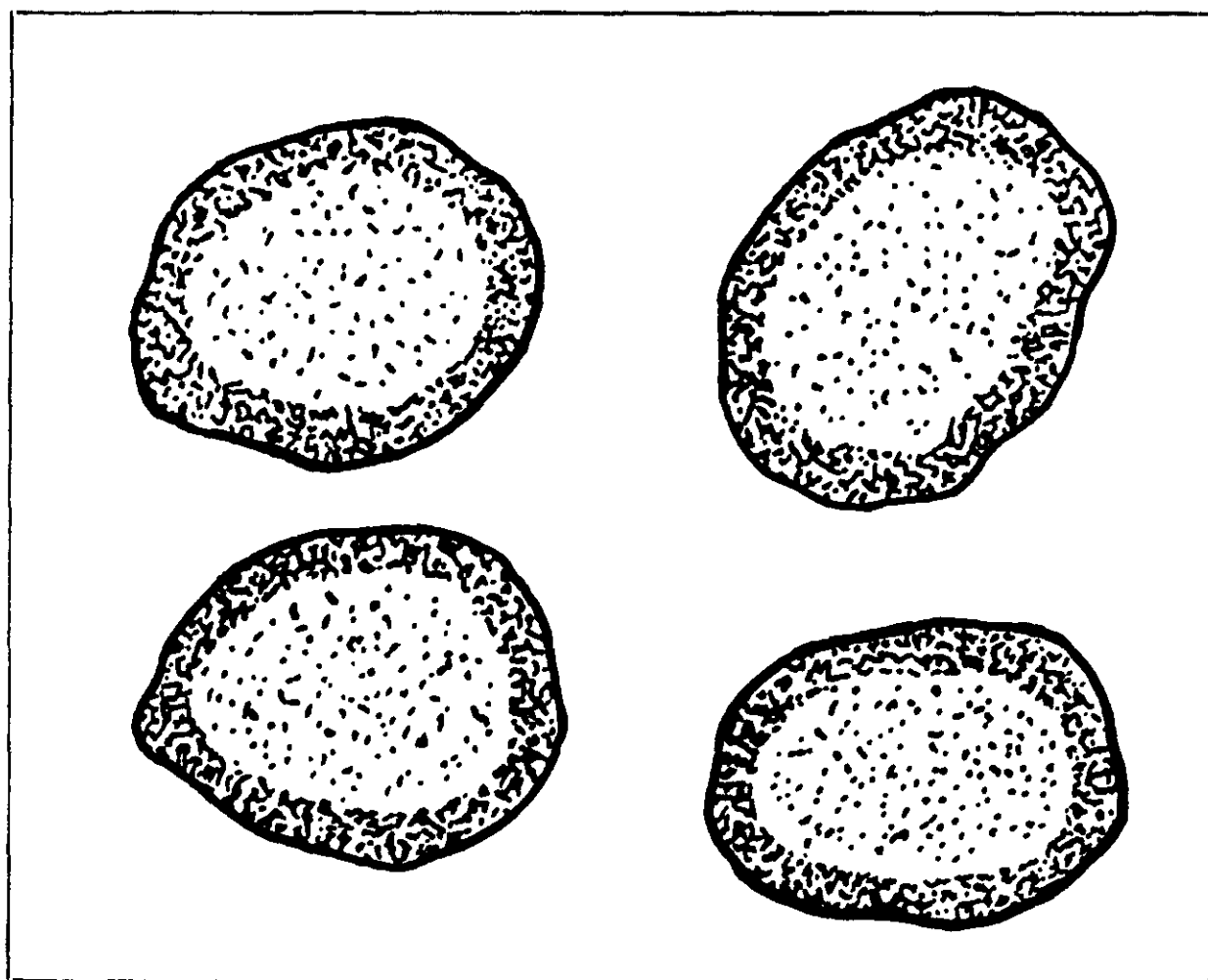


Figura 4.34 Cantos mostrando el proceso de deshidratación de la corteza, que hace que el óxido de hierro se concentre en su periferia, presentando un círculo concéntrico superficial rojo más oscuro que el interior. Este tipo de cantos es muy abundante, hasta predominar absolutamente, en las capas más externas de la raña

los cantos desilificados (Espejo, 1985) aparecen teñidos de los mismos colores que la matriz.

#### IV.2.1.4 Morfometría

Otra técnica de bastante utilidad, ya que evidencia las modificaciones que se presentan en la morfología de la carga aluvial, es el análisis morfométrico que tiene por objeto el estudio de las formas de los elementos detríticos para determinar algunas condiciones en el arrastre de los materiales gruesos. Se ha efectuado, sólo, de la litología cuarcítica -la composición más habitual- con tamaños comprendidos entre 40 y 60 mm de longitud.

Los contajes se han realizado únicamente en litología cuarcítica lo que plantea el problema de que no todas las cuarcitas son iguales, y, por ende, tampoco su comportamiento mecánico ante la fricción, el desgaste, etc. Sin embargo se optó por esta litología porque el encontrar 100 cantos de cuarzo (filoniano) resultaba una tarea prácticamente imposible.

Para este último estudio, y para evaluar el tamaño de los elementos gruesos, se usó el método de intersección de una línea recta (dada por un bramante de 2 a 4 m sujeto a dos clavos fijados en puntos al azar), con los cantos que aparecían en el corte, donde realizamos el contaje a la mano de 100 cantos, en los que se han medido con un calibre las longitudes máxima (L), y transversa a ésta (l) ambas en un mismo plano, y, perpendicular al mismo, el espesor (E) máximo. El eje L corta al canto en dos puntos extremos, A y B, que se encuentran, respectivamente en los puntos más alejado y más cercano al punto central del eje L. Se denomina punto central C a la intersección entre el segmento l con el L. Así, el parámetro (AC), es el segmento mayor del eje L Figura 4.35.

Igualmente, para calcular el índice de desgaste es preciso conocer el valor de  $r_1$  (radio de curvatura más pequeño de cada canto tomado en el plano L - l).

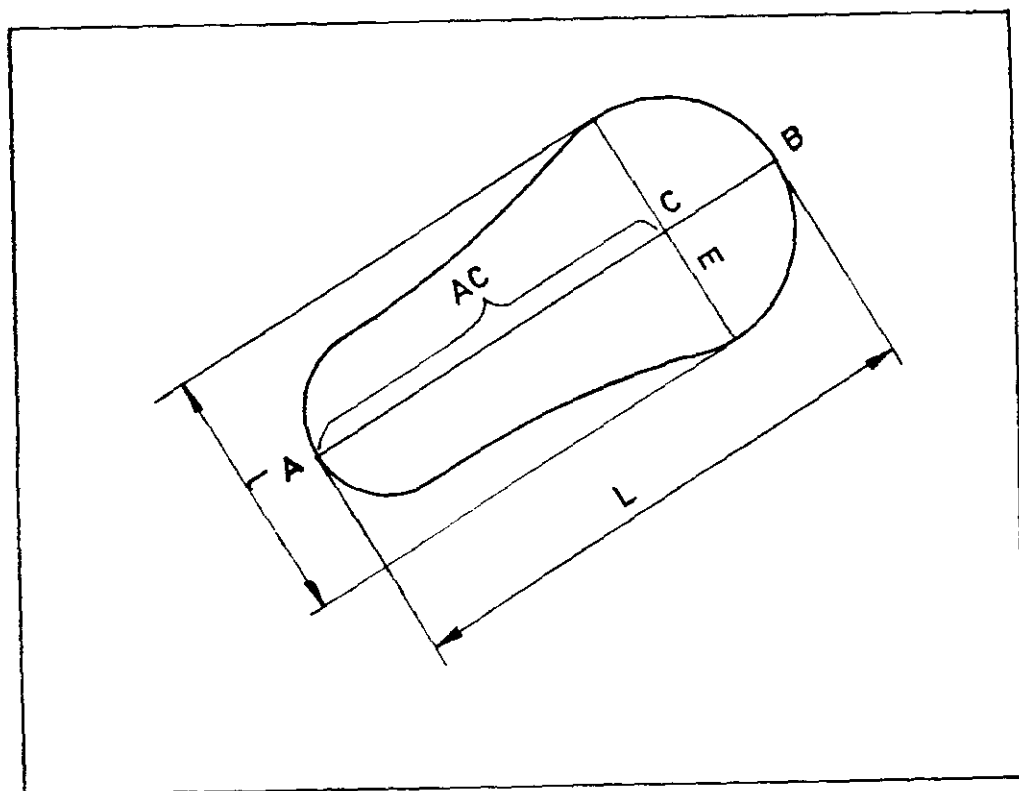


Figura 4.35 Nomenclatura de los puntos significativos para la morfometría de los cantos

L = longitud máxima

l = transversa a L

AB = puntos extremos del eje L

AC = segmento mayor del eje L

C = intersección entre el segmento l con el L

E = espesor máximo

Finalmente con los resultados obtenidos, como es habitual, se han elaborado los histogramas correspondientes a los índices de desgaste o redondeamiento de CAILLEUX, el de aplanamiento y disimetría Figuras 4.36 a 4.59, útiles a la hora de establecer comparaciones entre las distintas estaciones, y se han hallado y representado las medianas, como medida de centralidad, correspondientes a cada índice, una vez agrupados los valores en intervalos homogéneos.

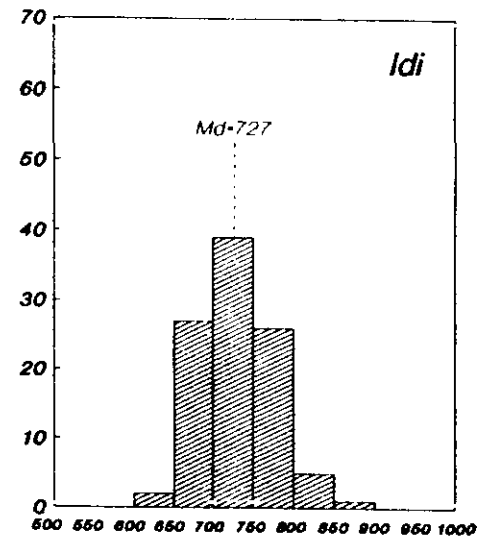
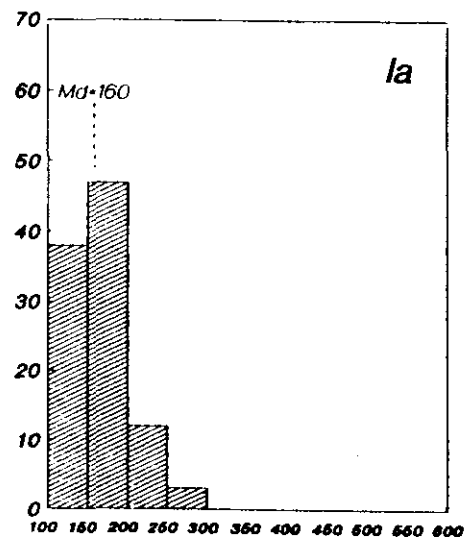
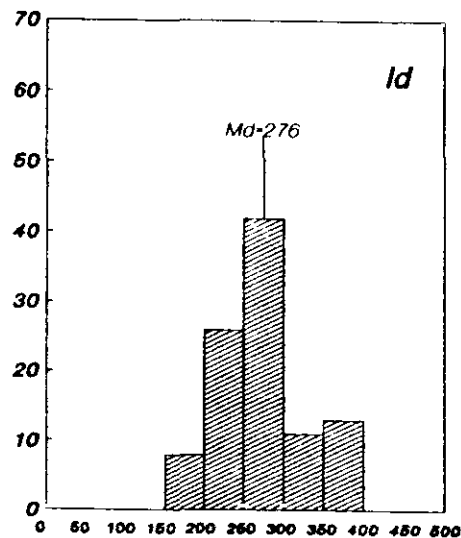
CAILLEUX considera que para la morfometría de sedimentos, en particular cantos y arenas, las medidas deben tomarse con facilidad, sin prestarse a ambigüedades, con procedimientos de cálculo de índices sencillos, que éstos no sean afectados por magnitudes absolutas y que respondan siempre a cuestiones importantes, como sería la distinción del dominio de las áreas de los contajes.

El concepto de Índice de desgaste de desgaste (CAILLEUX, 1947) se resume de la manera siguiente: cada partícula de dimensión mayor o menor tendrá una serie de salientes curvos cuyo radio de curvatura son definidos por  $r$ . El índice de desgaste viene expresado por la relación  $Id = 2r_1/L$ , donde  $r_1$  es el radio de curvatura más pequeño, tomado siempre en el plano  $L$ . Se considera el índice 1 para la estimación de la forma de un círculo perfecto, y así, en una esfera  $r_1$  es igual al radio, (luego  $2r_1$  es el diámetro),  $L$  es el diámetro y, por consiguiente, la relación  $2r_1/L$  será igual a la unidad.

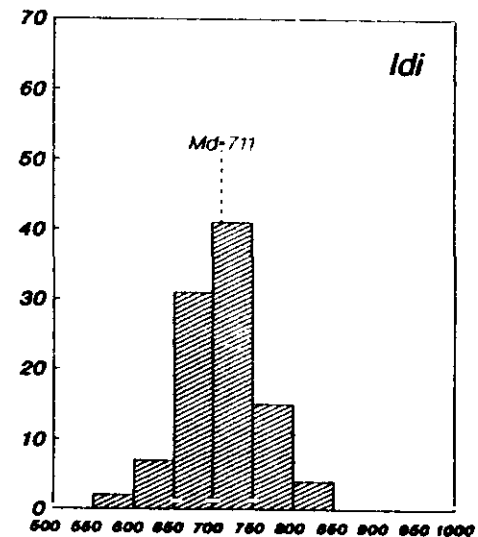
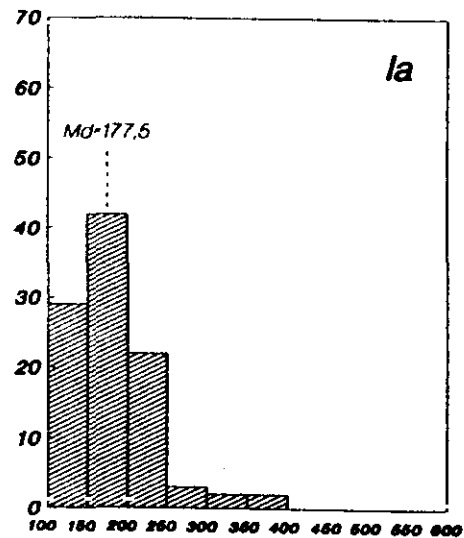
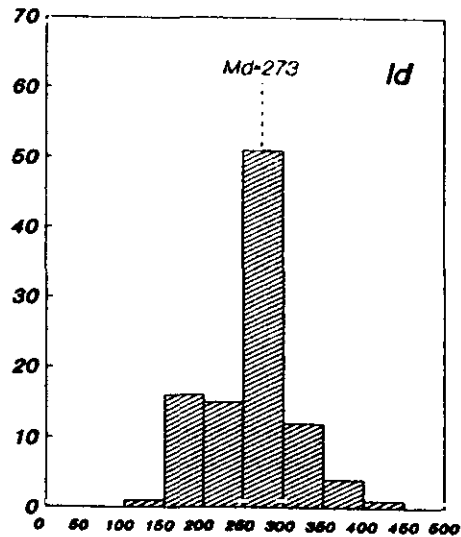
La aproximación del índice se realiza con tres cifras decimales, y para evitar fracciones se multiplica el resultado por mil; por tanto, el índice viene expresado por la fórmula:  $Id = 2000r_1/L$ , cuyos valores oscilan:  $0 < 2000r_1/L < 1000$ .

CAILLEUX, en 1945, considera el Índice de aplanamiento por él establecido y cuyo concepto se puede resumir de la forma siguiente: en un canto se han definido ya  $L$ ,  $l$ ,  $E$ . Estos tres ejes  $L$ ,  $l$  y  $E$  son ortogonales, aun cuando no es necesario que concurren en un mismo punto. De acuerdo con el concepto expuesto, la expresión que representa la forma más o menos aplanada del canto viene definida por:  $la = L + l/2E$ . ¡Sólo se aplica el índice a aquellos casos en que  $E > 10$  mm! Con ello se

### 1ª Estación. EL ESPINAL (León)

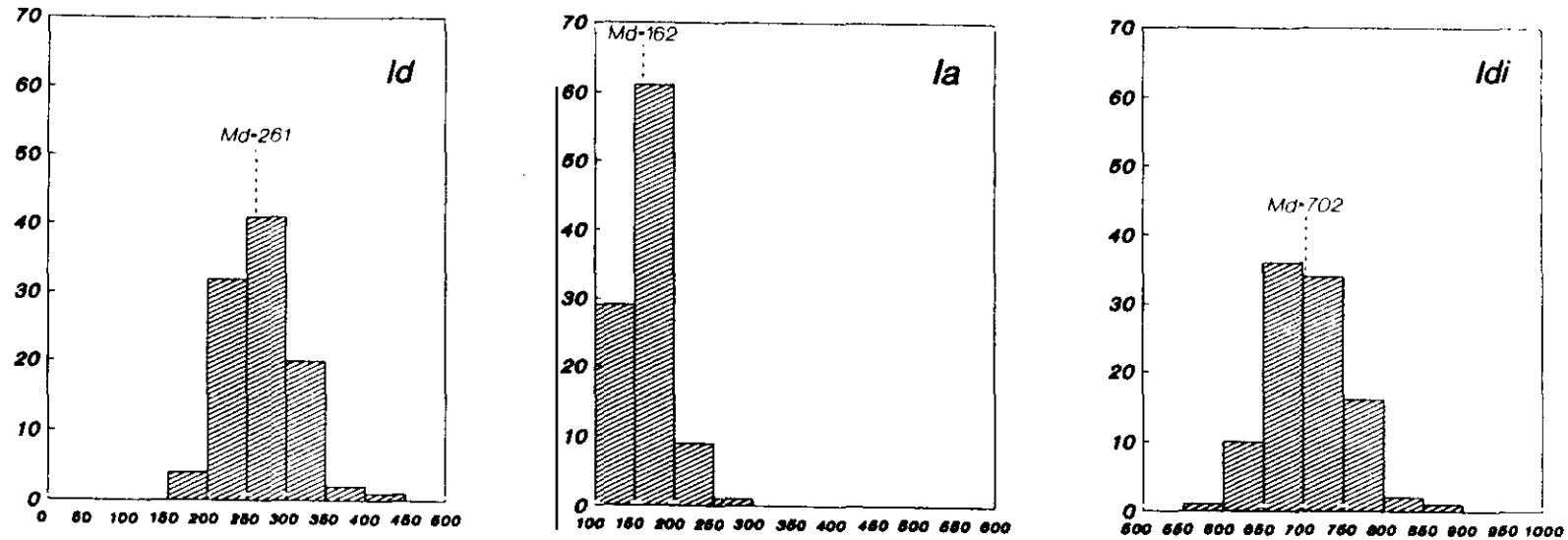


### 2ª Estación. CAMPOSAGRADO (León)

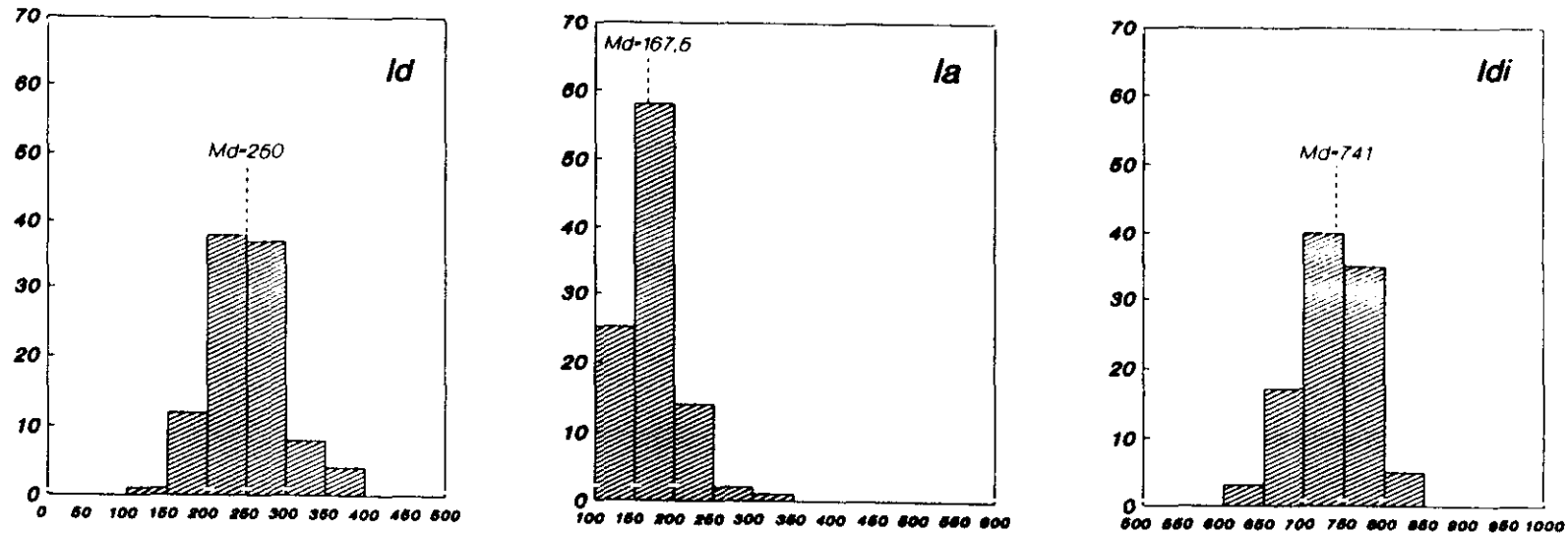


Figuras 4.36 y 4.37 Histogramas correspondientes a los Id, Ia y Idi

### 3ª Estación. VILLARROQUEL (León)

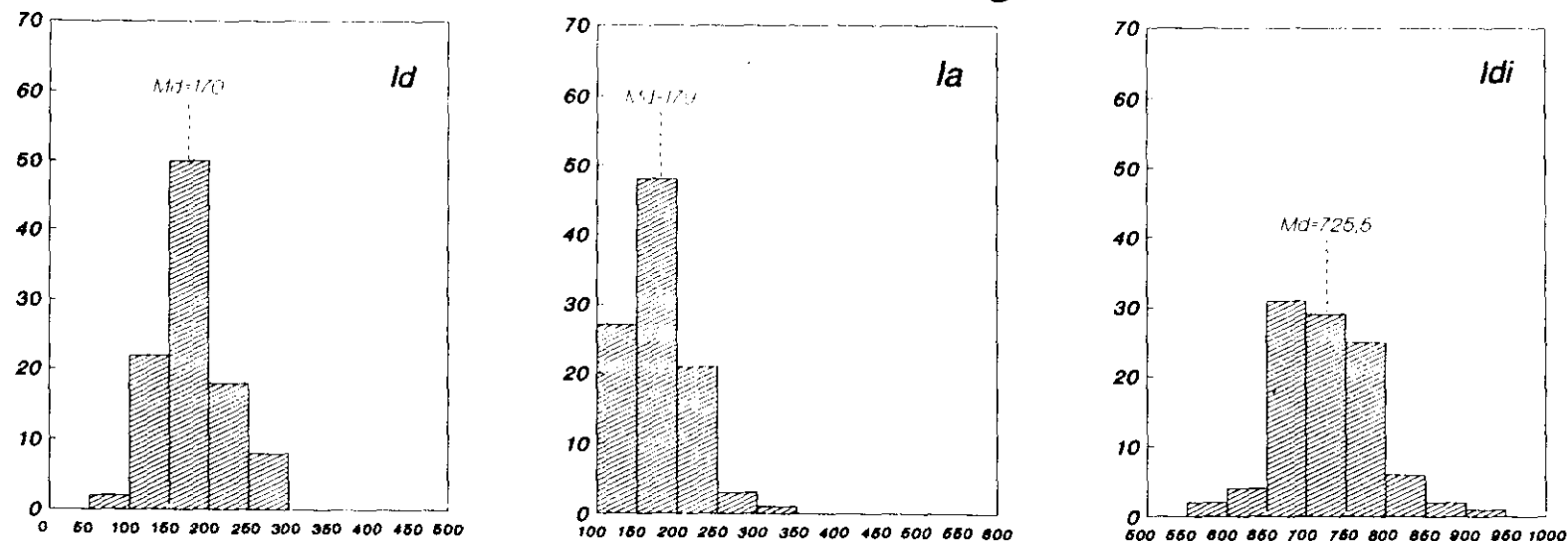


### 4ª Estación. LA VELILLA (León)

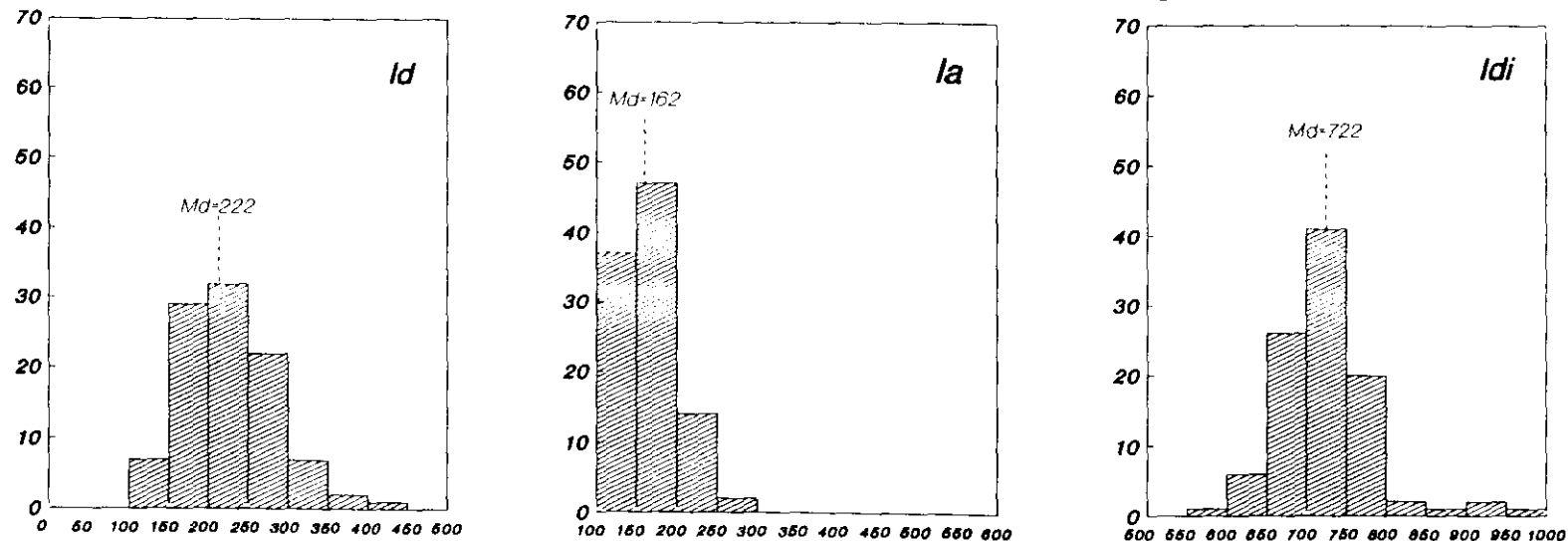


Figuras 4.38 y 4.39 Histogramas correspondientes a los  $I_d$ ,  $I_a$  y  $I_{di}$

### 5ª Estación. RIAZA (Segovia)

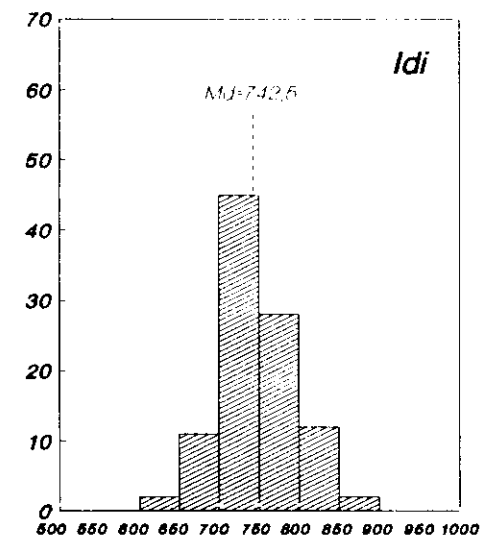
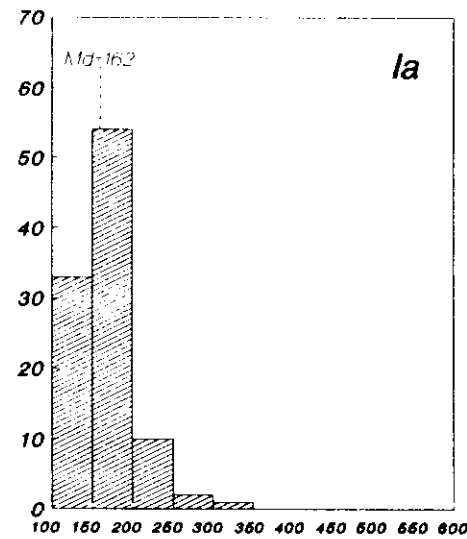
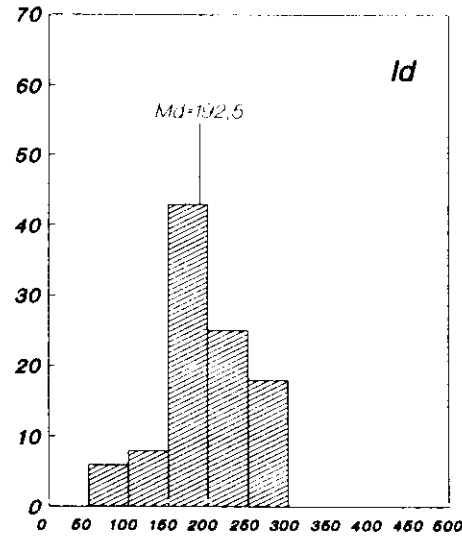


### 6ª Estación. LOS LLANOS-RIAZA (Segovia)

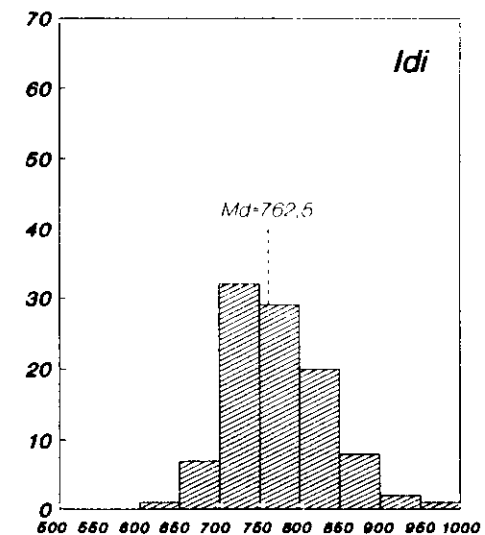
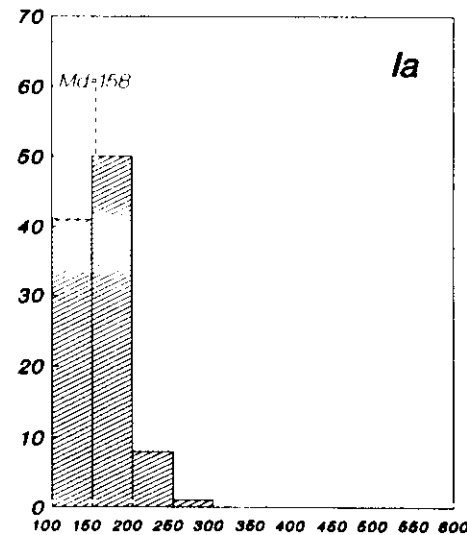
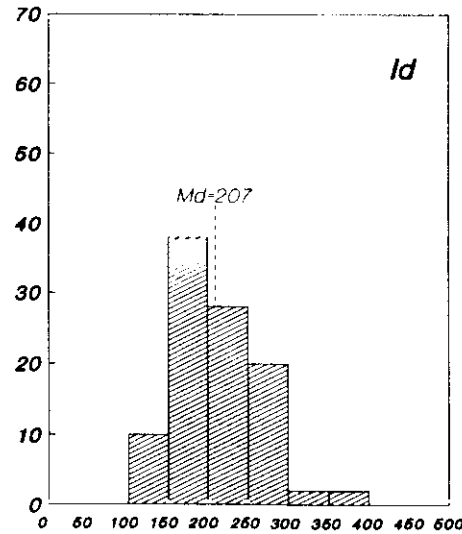


Figuras 4.40 y 4.41 Histogramas correspondientes a los *Id*, *Ia* y *Idi*

### 7ª Estación. GASCUEÑA-HIENDELAENCINA (Guadalajara)



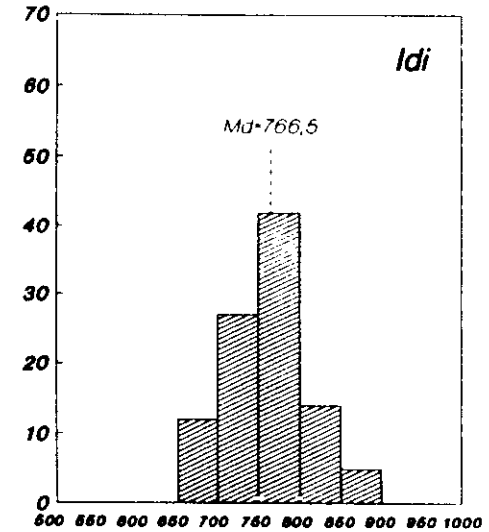
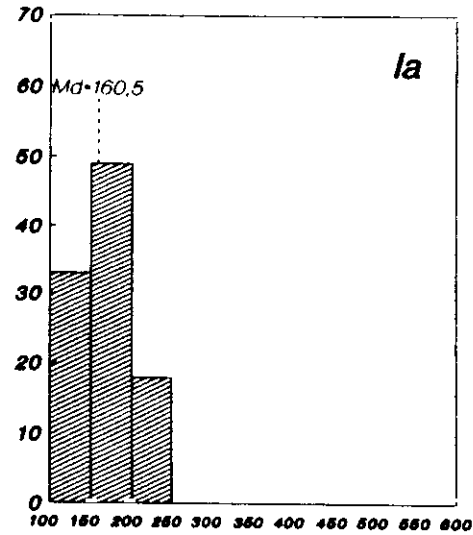
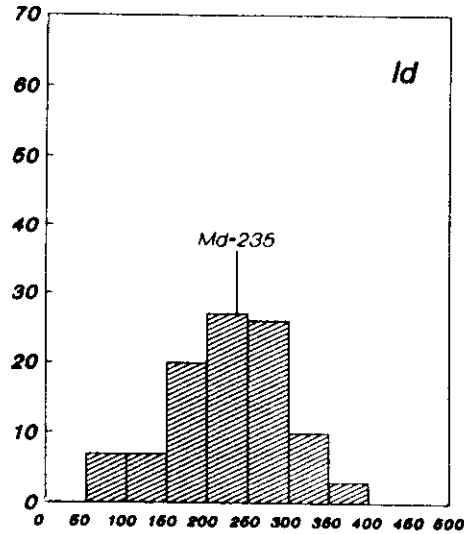
### 8ª Estación. ROBLEDO DE CORPES-ATIENZA (Guadalajara)



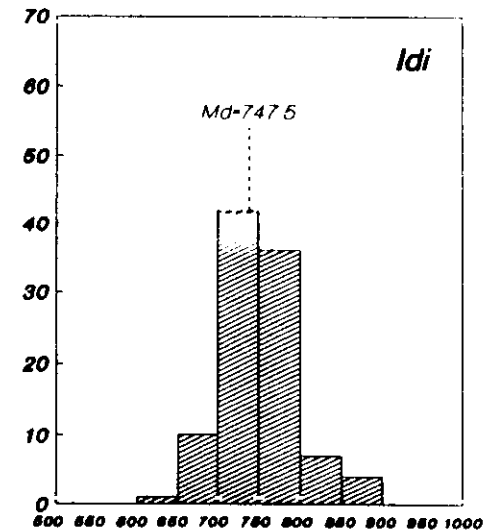
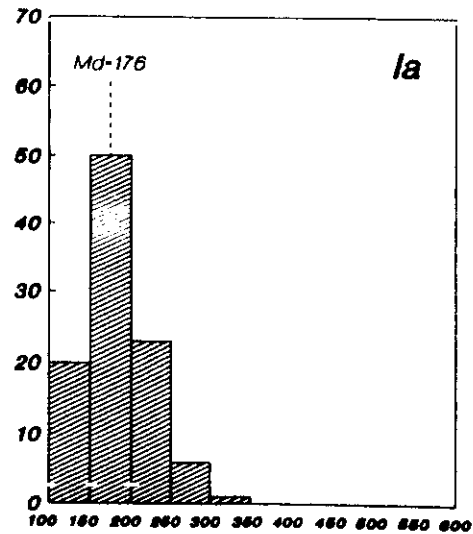
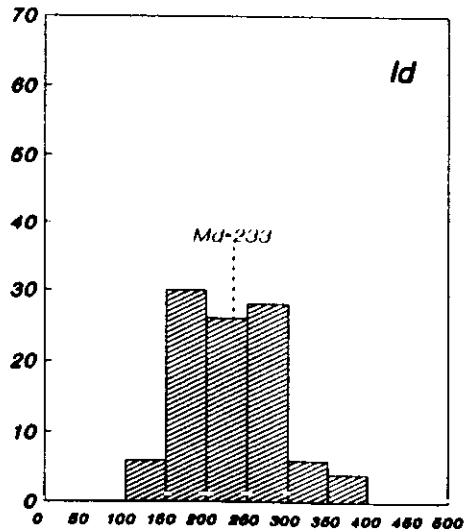
Figuras 4.42 y 4.43 Histogramas correspondientes a los Id, Ia y Idi



### 9ª Estación. HIENDELAENCINA JADRAQUE (Guadalajara)

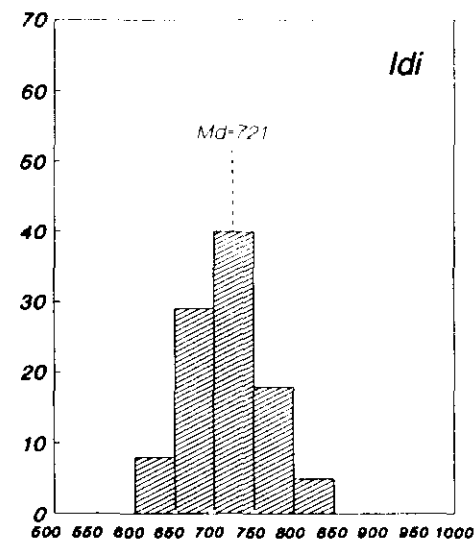
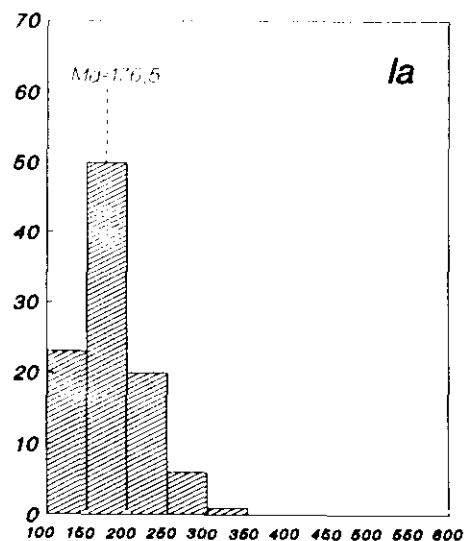
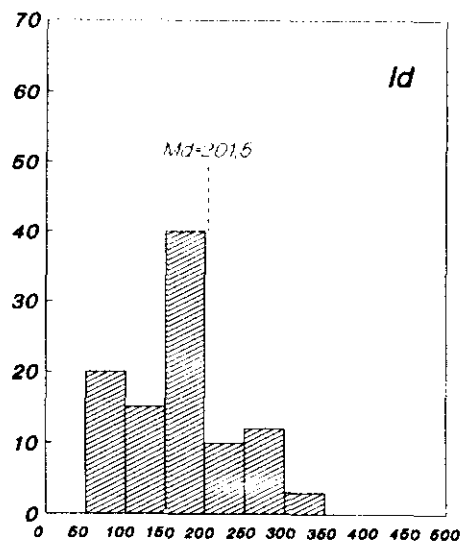


### 10ª Estación. PUEBLA DE VALLES (Guadalajara)

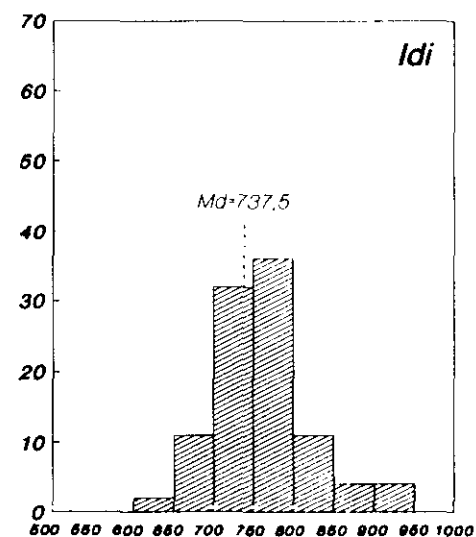
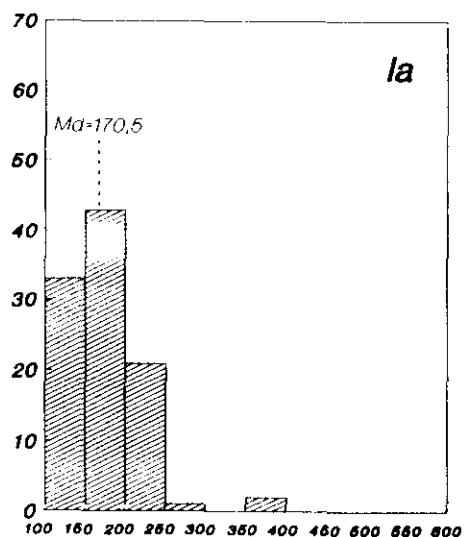
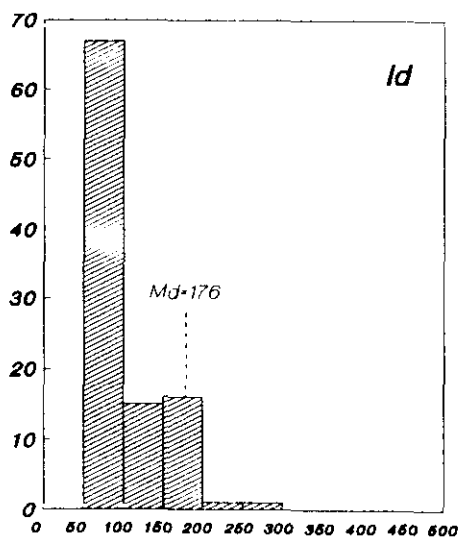


Figuras 4.44 y 4.45 Histogramas correspondientes a los Id, Ia y Idi

### 11ª Estación. PUEBLA DE VALLES-TAMAJON (Guadalajara)

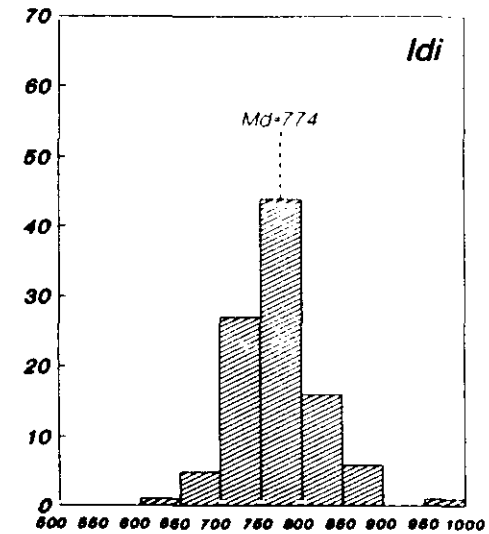
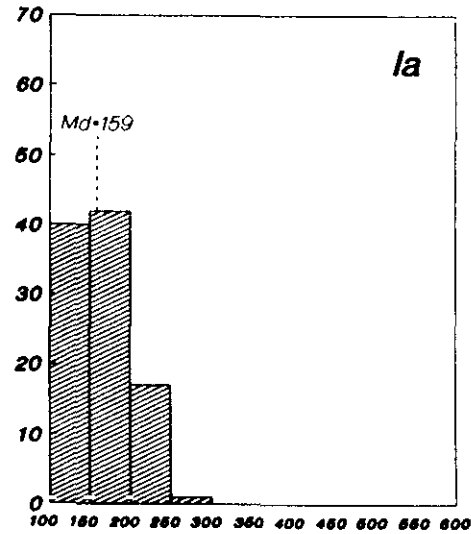
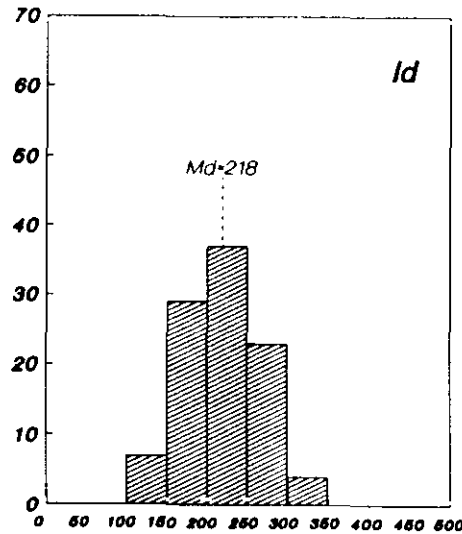


### 12ª Estación. UCEDA-CUBILLO DE UCEDA (Guadalajara)

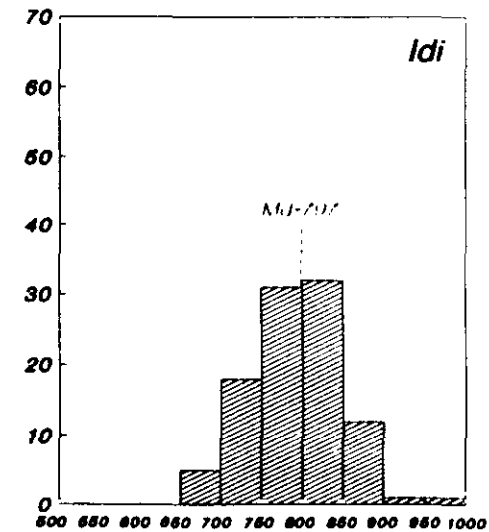
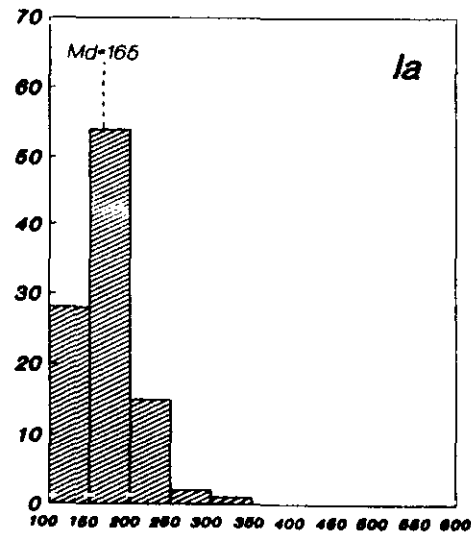
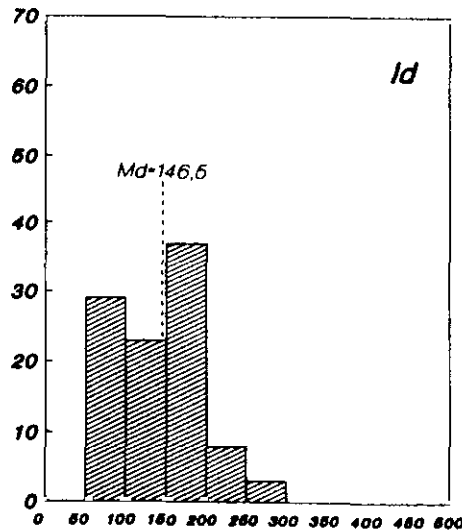


Figuras 4.46 y 4.47 Histogramas correspondientes a los Id, Ia y Idi

### 13ª Estación. CASA DE UCEDA (Guadalajara)

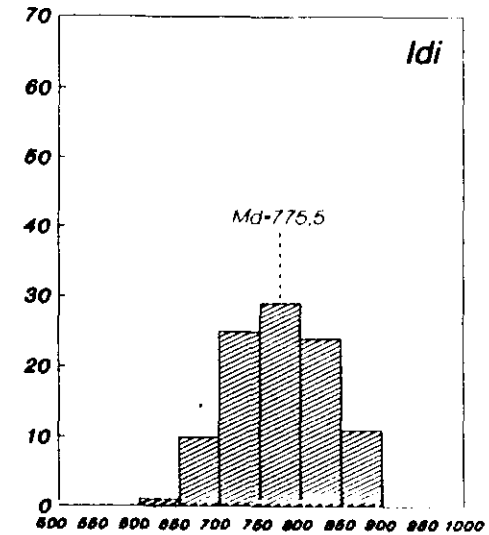
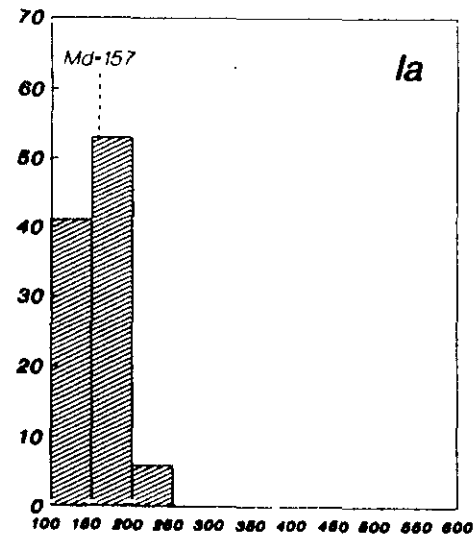
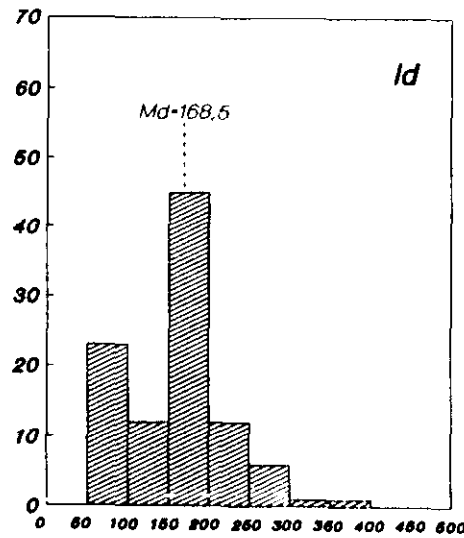


### 14ª Estación. MATARRUBIA (Guadalajara)

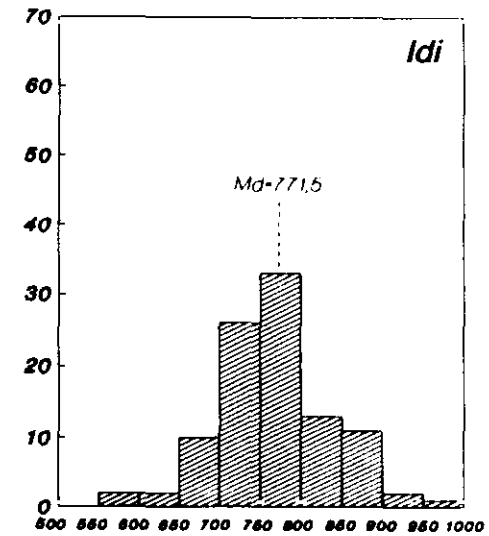
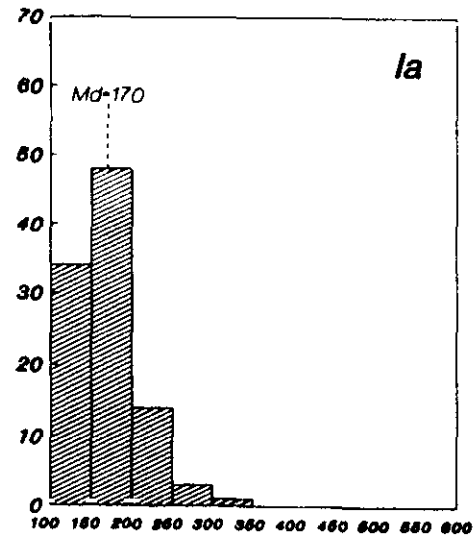
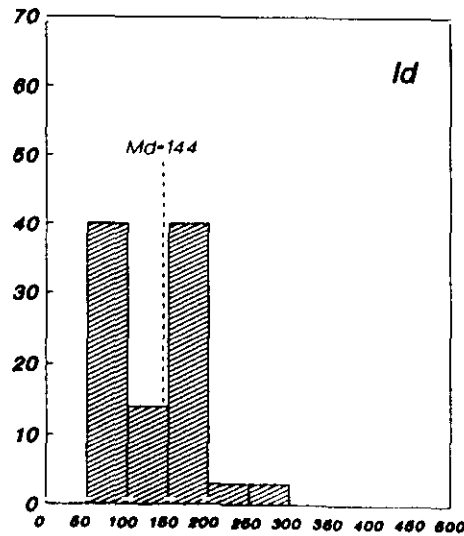


Figuras 4.48 y 4.49 Histogramas correspondientes a los Id, Ia y Idi

### 15ª Estación. EL CASAR DE TALAMANCA (Guadalajara)

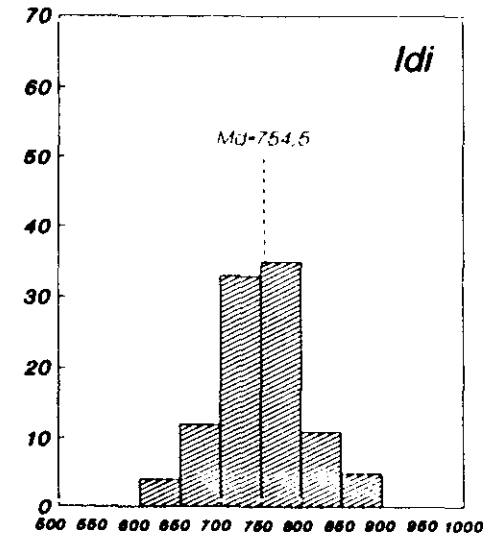
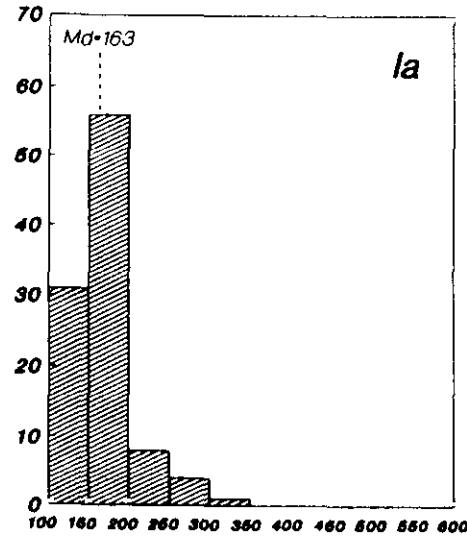
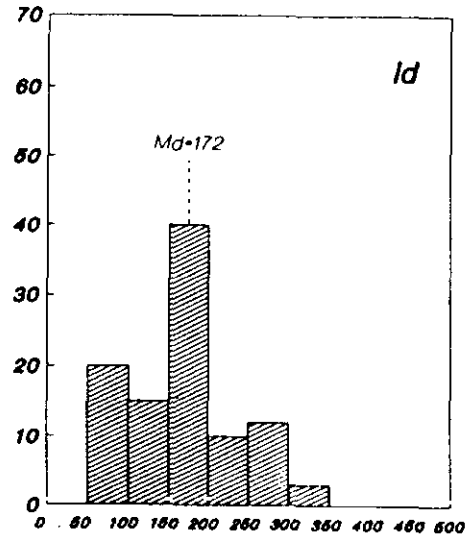


### 16ª Estación. FUENTELAHIGUERA (Guadalajara)

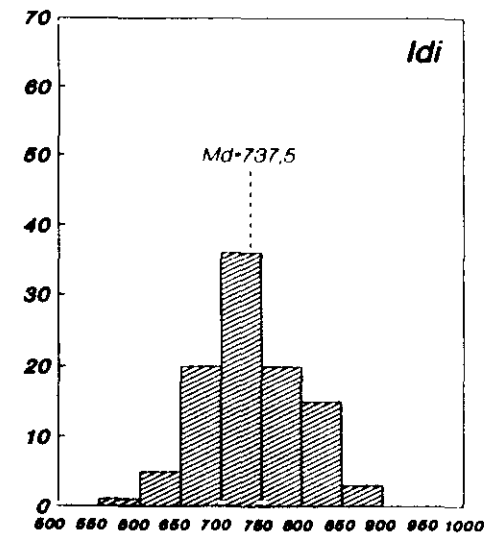
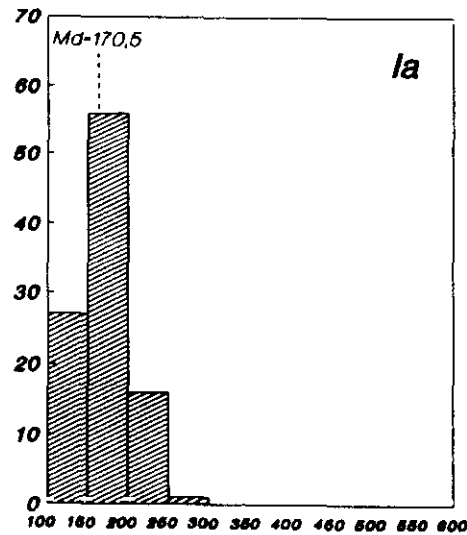
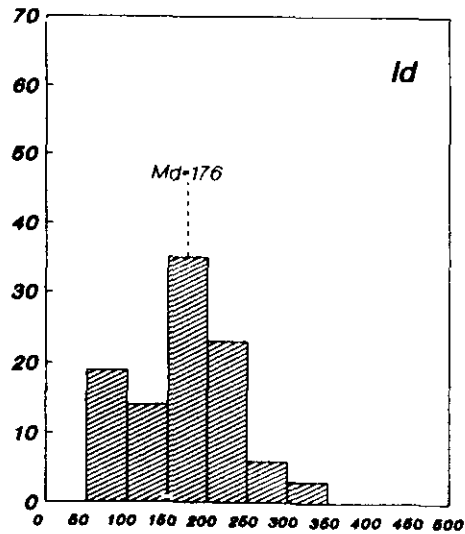


Figuras 4.50 y 4.51 Histogramas correspondientes a los Id, Ia y Idi

### 17ª Estación. VIÑUELAS (Guadalajara)

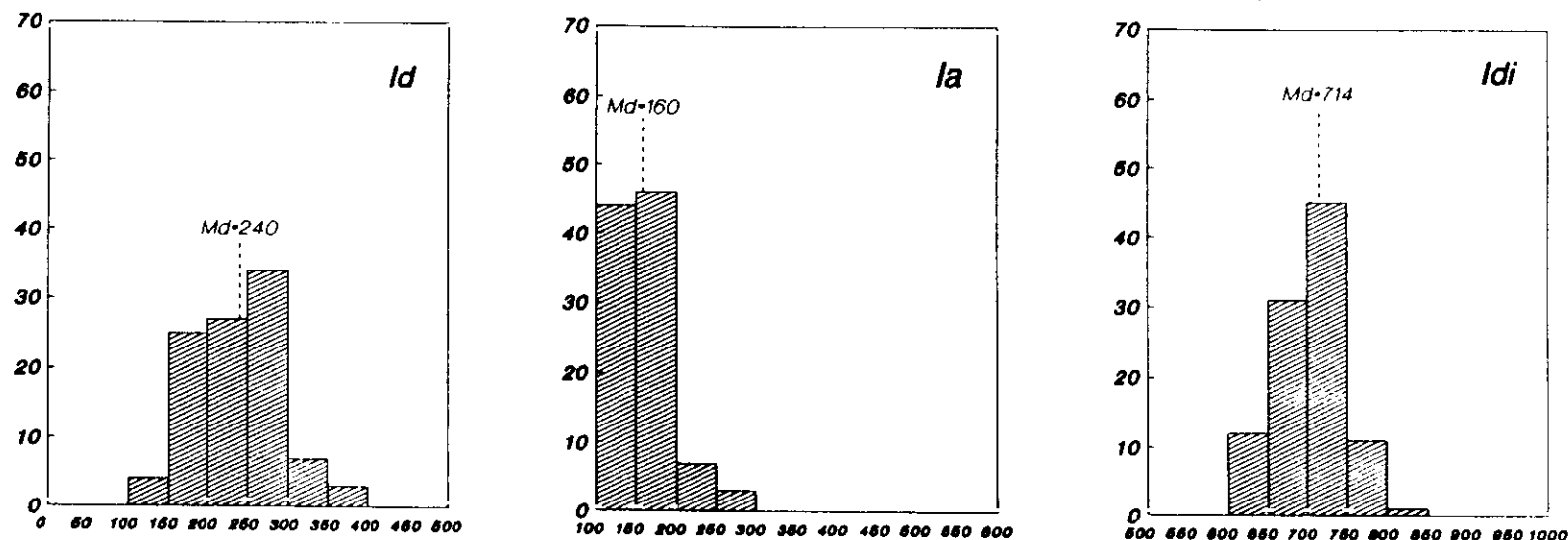


### 18ª Estación. MESONES (Guadalajara)

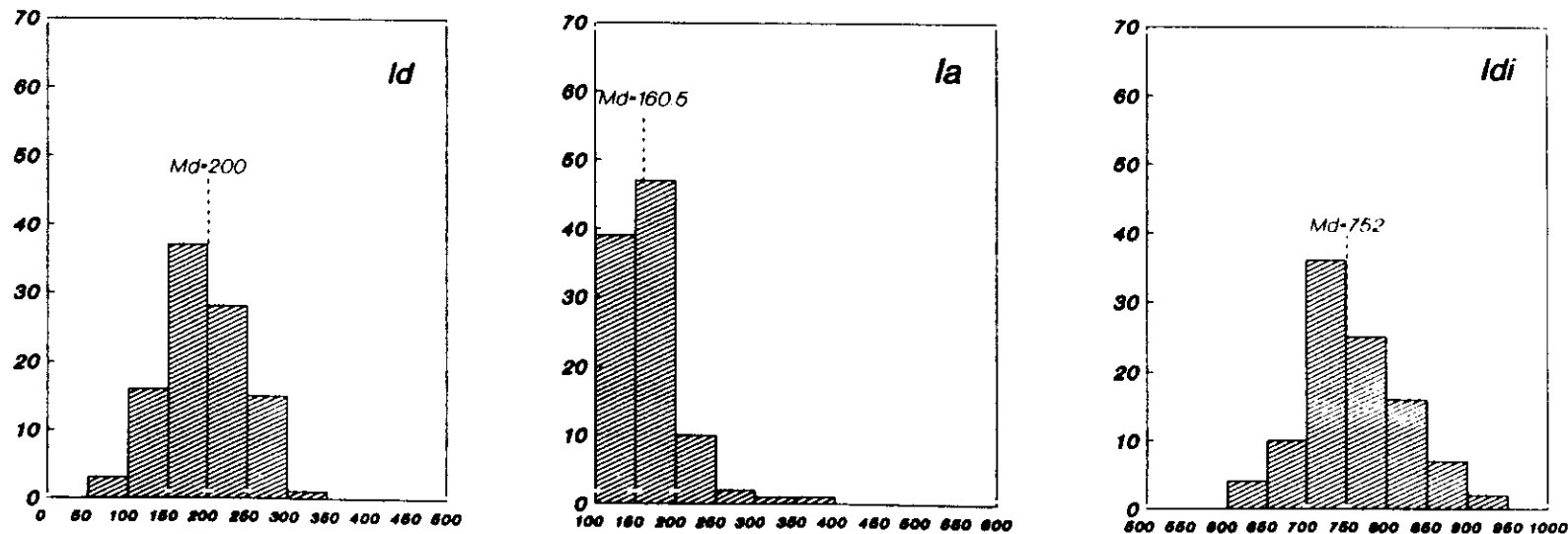


Figuras 4.52 y 4.53 Histogramas correspondientes a los Id, Ia y Idi

### 19ª Estación. SAN JUAN DE DIOS (Toledo)

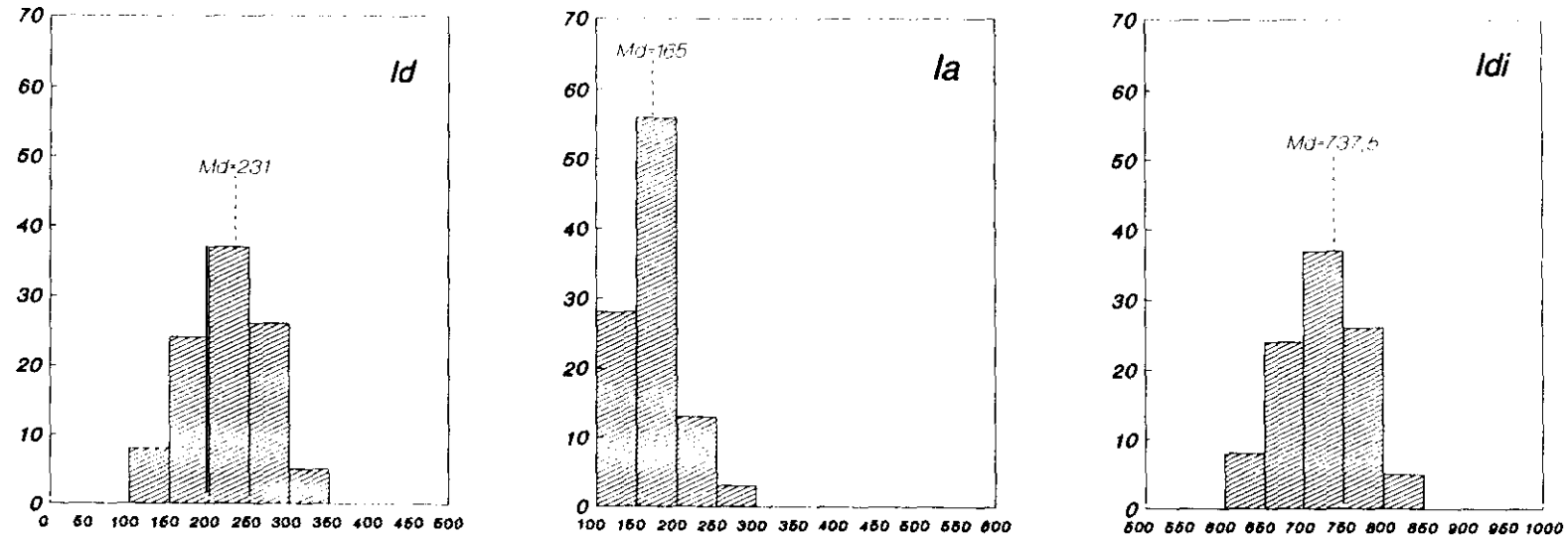


### 20ª Estación. LAYOS (Toledo)

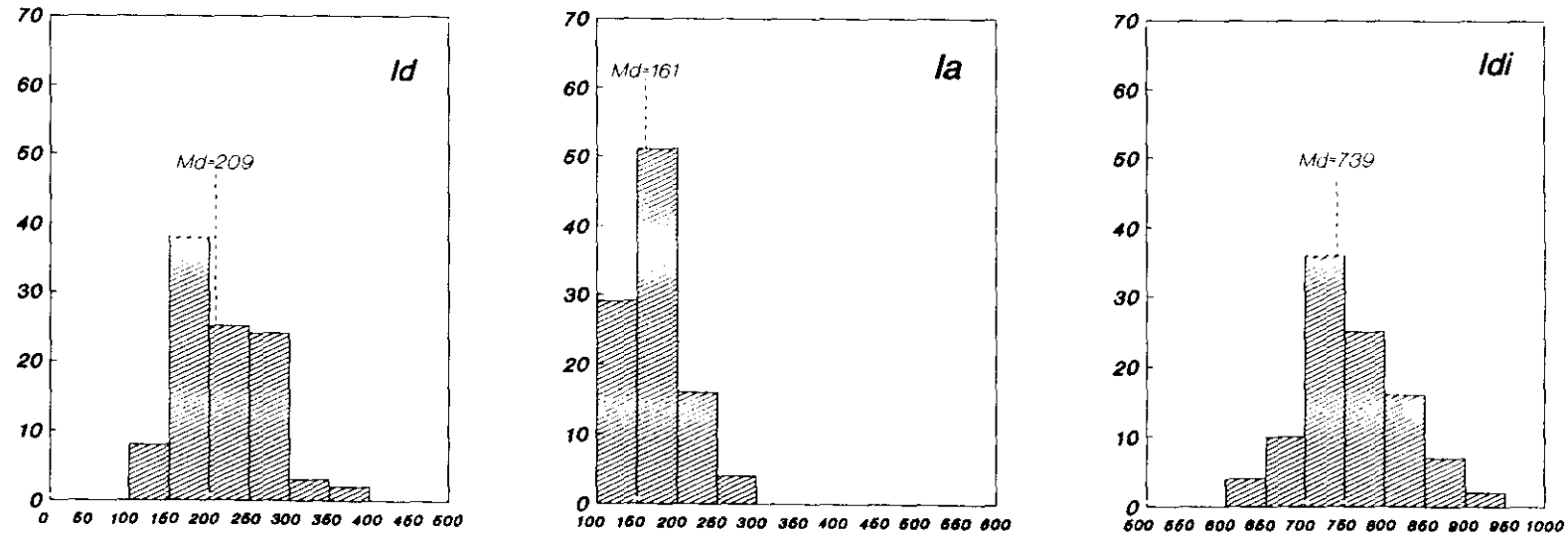


Figuras 4.54 y 4.55 Histogramas correspondientes a los Id, Ia y Idi

### 21ª Estación. AJOFRIN (Toledo)

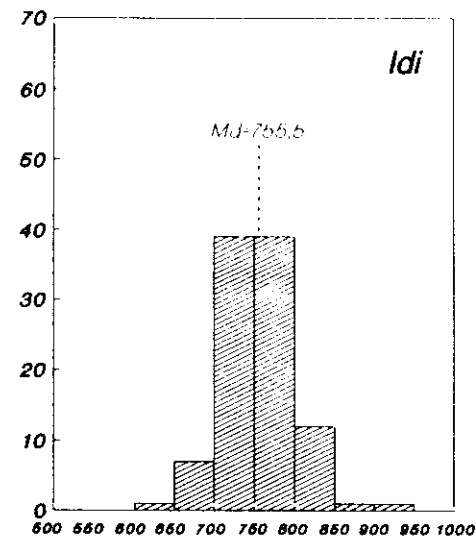
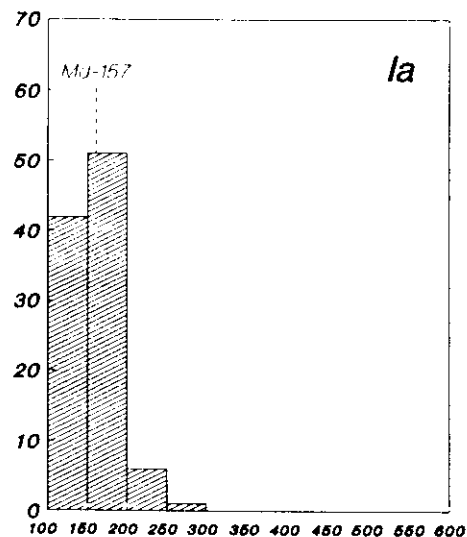
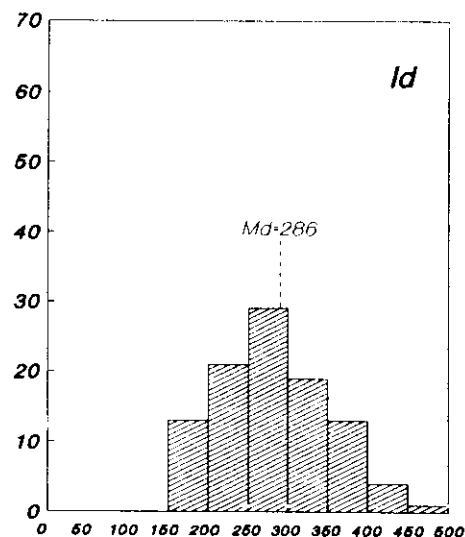


### 22ª Estación. LA HIGUERUELA (Toledo)

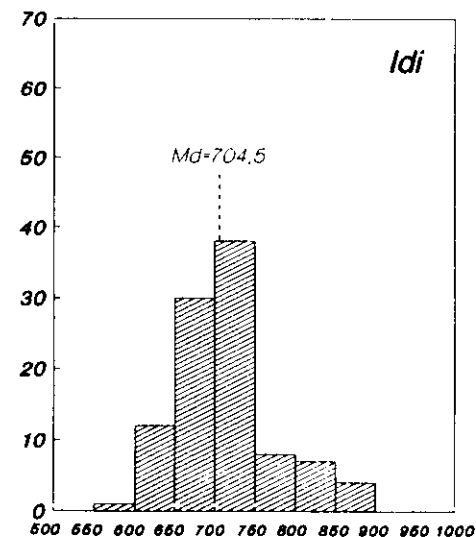
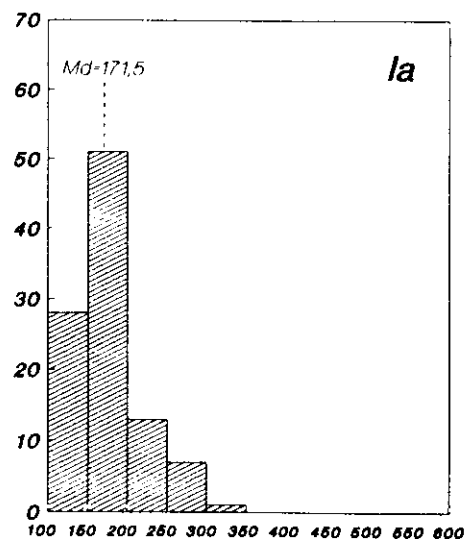
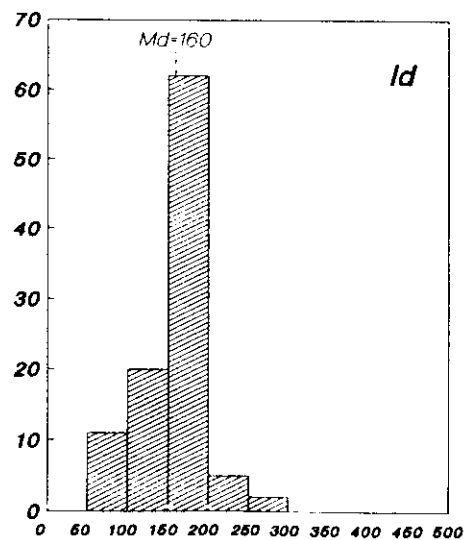


Figuras 4.56 y 4.57 Histogramas correspondientes a los Id, Ia y Idi

### 23ª Estación. LA CELADA (Toledo)



### 24ª Estación. SANTA ELENA (Jaen)



Figuras 4.58 y 4.59 Histogramas correspondientes a los Id, Ia y Idi



descartan los aplanamientos debidos a la pizarrosidad, crucero y esquistosidad inherentes a ciertas rocas. Para poder operar más cómodamente con resultados de dos cifras decimales, se multiplica el índice por 100, de un modo semejante a como se hacia por 1000 el índice de desgaste.

Esta relación proporciona un índice de aplanamiento que aumenta a medida que decrece el espesor. Por definición, este índice es igual o superior a la centena y varía entre 100 y 60. Si se considera un canto rodado rigurosamente esférico,  $L = l = E$ , el índice de aplanamiento es igual a la centena, valor que es casi imposible de alcanzar.

CAILLEUX establece otro índice morfométrico denominado Índice de disimetría, cuyo concepto es el siguiente: definidos previamente los ejes L, l, E y el segmento AC, el eje l puede cortar al eje L en el centro (C), o en un punto más o menos próximo a sus extremos (A y B); en el primer caso, la disimetría del canto será nula e irá aumentando a medida que el punto de intersección de los dos ejes se acerque hacia uno de los extremos del canto (máxima disimetría). El segmento mayor AC respecto del eje L, es el que expresa la disimetría; como consecuencia, si AC es igual a L, el índice de disimetría toma el valor unidad (disimetría completa), y si AC es menor que L la relación AC/L o índice de disimetría será menor que la unidad, hasta que AC sea igual a L/2, valor que se toma como mínima disimetría. Por ello, el índice toma valores extremos de 100 ó 50, porque se multiplica el cociente por 100.

Una cuestión de gran interés, es el conocimiento en estos casos del proceso erosivo debido a la acción combinada de las tres manifestaciones que influyen en la formación de cantos rodados: desgaste, aplanamiento y disimetría.

La alta variabilidad de valores que puede tomar el índice de desgaste, aplanamiento y disimetría aconseja la agrupación de los mismos en clases.

Estas son de un recorrido de 50 unidades en todos los índices.

En los histogramas de frecuencia el parámetro fundamental es la moda o máximo, y el histograma se puede considerar simétrico o asimétrico, según que los rectángulos se dispongan con uniformidad o irregularmente a ambos lados del máximo; la moda puede ser única, pero también es frecuente que se acusen histogramas bimodales, como podemos ver el Cuadro 4.33. Pero los desdoblamientos de máximos en el histograma de desgaste, evidencian roturas del material, modificaciones hacia más altos desgastes y aportes de elementos de variable origen.

En la Figura 4.60, debido a J. Tricart, se relacionan los valores de las medianas del Índice de Desgaste con las medianas del Índice de Aplanamiento. Según puede observarse, todos nuestros depósitos corresponden a un medio fluvial.

Una vez expuestas las distintas fórmulas de los tres índices, pasamos a describir la interpretación de cada uno de ellos. Todos los índices son adimensionales.

A)      **ÍNDICE DE DESGASTE**

La mediana y el histograma de frecuencias son el parámetro y la representación más utilizada para comparar los desgastes de los diferentes depósitos. Los hemos agrupado según sus medianas del modo siguiente:

<u>Estaciones</u>	<u>Mediana del Id</u>
<b>S. de la Cantábrica</b>	
El Espinal-1	276,0
Camposagrado	273,0
Villarroquel	261,0
La Velilla	250,0

CUADRO 4.33

Muestras	Md (ld)	Md (la)	Md(la)	ld intervalo modal y valor	la intervalo modal y valor	ldi intervalo modal y valor
1	276,0	160,0	727,0	250-300 (42%)	150-200 (47%)	700-750 (39%)
2	273,0	177,5	711,0	250-300 (51%)	150-200 (42%)	700-750 (41%)
3	261,0	162,0	702,0	250-300 (41%)	150-200 (61%)	650-700 (36%)
4	250,0	167,5	741,0	200-250 (38%)	150-200 (58%)	700-750 (40%)
5	170,0	179,0	725,5	150-200 (50%)	150-200 (47%)	650-700 (31%)
6	222,0	162,0	722,0	200-250 (32%)	150-200 (47%)	700-750 (41%)
7	192,5	162,0	742,5	150-200 (43%)	150-200 (54%)	700-750 (45%)
8	207,0	158,0	762,5	150-200 (38%)	150-200 (50%)	700-750 (32%)
9	235,0	160,5	766,5	200-250 (27%)	150-200 (49%)	750-800 (42%)
10	233,0	176,0	747,5	150-200 (30%)	150-200 (50%)	700-750 (42%)
11	201,5	176,5	721,0	150-200 (44%)	150-200 (50%)	700-750 (40%)
12	176,0	170,5	737,5	50-100 (67%)	150-200 (43%)	750-800 (36%)
13	218,0	159,0	774,0	200-250 (37%)	150-200 (42%)	750-800 (44%)
14	146,5	165,0	797,0	150-200 (37%)	150-200 (54%)	800-850 (32%)
15	168,5	157,0	775,5	150-200 (45%)	150-200 (53%)	750-800 (29%)
16	144,0	170,0	771,5	50-100 (40%) 150-200 (40%)	150-200 (48%)	750-800 (33%)
17	172,0	163,0	754,5	150-200 (40%)	150-200 (56%)	750-800 (35%)
18	176,0	170,5	737,5	150-200 (35%)	150-200 (56%)	700-750 (36%)
19	240,0	160,0	714,0	250-300 (34%)	150-200 (46%)	700-750 (45%)
20	200,0	160,5	752,0	150-200 (37%)	150-200 (47%)	700-750 (36%)
21	231,0	165,0	737,5	200-250 (37%)	150-200 (56%)	700-750 (40%)
22	209,0	161,0	739,0	150-200 (38%)	150-200 (51%)	700-750 (41%)
23	286,0	157,0	755,5	250-300 (29%)	150-200 (51%)	700-750 (39%) 750-800 (39%)
24	160,0	171,5	704,5	150-200 (62%)	150-200 (51%)	700-750 (38%)

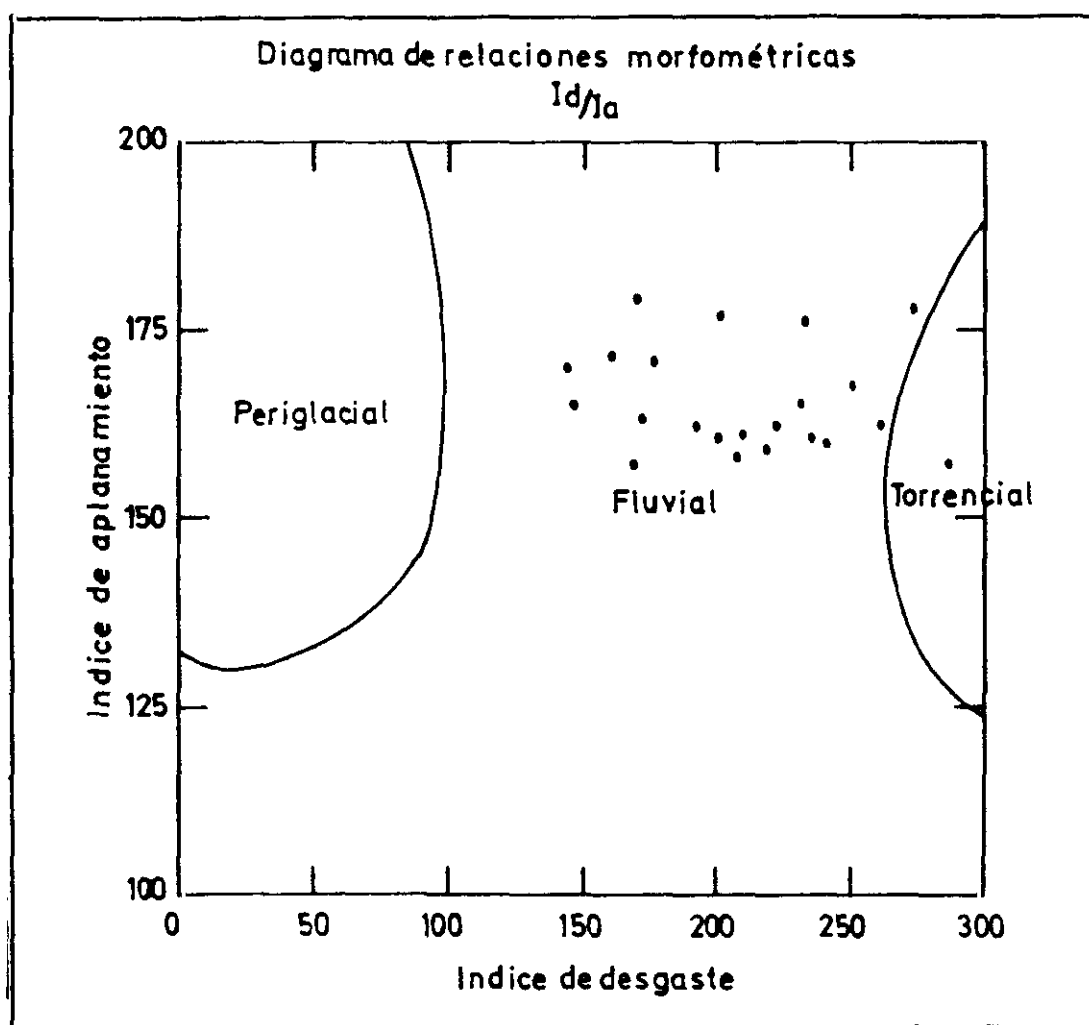


Figura 4.60 Relación entre los valores de las medianas de los índices de desgaste y aplanamiento

### **Sistema Central**

Riaza	170,0
Los Llanos	222,0
Gascueña-Hienlaencina	192,5
Robledo de Corpes-Atienza	207,0
Hiendelaencina	235,0
Puebla de Valles	233,0
Puebla de Valles-Tamajón	201,5
Uceda-Cubillo de Uceda	176,0
Casa de Uceda	218,0
Matarrubia	146,5
El Casar de Talamanca	168,5
Fuentelahiguera	144,0
Viñuelas	172,0
Mesones	176,0

### **Montes de Toledo**

San Juan de Dios	240,0
Layos	200,0
Ajofrín	231,0
La Higuera	209,0
La Celada	286,0

### **Sierra Morena**

Santa Elena	160,0
-------------	-------

Además en el Cuadro 4.34, podemos ver los intervalos correspondientes y la distribución de los elementos en cada uno de ellos.

CUADRO 4.34. PARÁMETROS E ÍNDICES DE DESGASTE DE CANTOS (CUARCITAS: 40-60 MM = L)

Estacio- nes	Md Id	% 50- -100	% 100- -150	% 150- -200	% 200- -250	% 250- -300	% 300- -350	% 350- -400	% 400- -450	% 450- -500	MAXIMOS DEL HISTOGRAMA
I	276,0			8	26	42	11	13			250-300-42% 200-250-26%
II	273,0		1	16	15	51	12	4	1		250-300-51% 150-200-16% 200-250-15%
III	261,0			4	32	41	20	2	1		250-300-41% 200-250-32% 300-350-20%
IV	250,0		1	12	38	37	8	4			200-250-38% 250-300-37% 150-200-12%
V	170,0	2	22	50	18	8					150-200-50% 100-150-22% 200-250-18%
VI	222,0		7	29	32	22	7	2	1		200-250-32% 150-200-29% 250-300-22%
VII	192,5	6	8	43	25	18					150-200-43% 200-250-25% 250-300-18%
VIII	207,0		10	38	28	20	2	2			150-200-38% 200-250-28% 250-300-20%
IX	235,0	7	7	20	27	26	10	3			200-250-27% 250-300-26% 150-200-20%
X	233,0		6	30	26	28	6	4			150-200-30% 250-300-28% 200-250-26%
XI	201,5		6	44	34	15		1			150-200-44% 200-250-34%
XII	176,0	67	15	16	1	1					50-100-67%
XIII	218,0		7	29	37	23	4				200-250-37% 150-200-29% 250-300-23%
XIV	146,5	29	23	37	8	3					150-200-37% 50-100-29%
XV	168,5	23	12	45	12	6	1	1			150-200-45% 50-100-23%
XVI	144,0	40	14	40	3	3					50-100-40% 150-200-40%
XVII	172,0	20	15	40	10	12	3				150-200-40% 50-100-20% 100-150-15%
XVIII	176,0	19	14	35	23	6	3				150-200-35% 200-250-23% 50-100-19%
XIX	240,0		4	25	27	34	7	3			250-300-34% 200-250-27% 150-200-25%
XX	200,0	3	16	37	28	15	1				150-200-37% 200-250-28%
XXI	231,0		8	24	37	26	5				200-250-37% 250-300-26% 150-200-24%
XXII	209,0		8	38	25	24	3	2			
XXIII	286,0			13	21	29	19	13	4	1	250-300-29% 200-250-21% 300-350-19%
XXIV	160,0	11	20	62	5	2					150-200-62% 100-150-20%

Hemos hecho cuatro grupos de las medianas del Índice de desgaste, agrupándolos por los intervalos en los que aparecen, para comentarlas seguidamente:

<u>Md Id</u>	<u>Estaciones</u>
100-150	14-16
150-200	5-7-12-15-17-18-20-24
200-250	4-6-8-9-10-11-13-19-21-22
250-300	1-2-3-23

Dentro del primer grupo que hemos establecido, la mediana de las estaciones 14 y 16 histogramas Figuras 4.49 y 4.51, correspondientes a Matarrubia y Fuentelahiguera, está comprendida entre 100-150, y además muy próximas al límite superior del citado intervalo, pero en la estación de Fuentelahiguera la distribución de los elementos es bimodal y los dos máximos se encuentran en las secuencias 50-100 y 150-200, ambos con el 40%. Los valores de índices de desgaste por debajo de los 100, implican procesos de tipo gelivación (Cailleux et Tricart, 1963) con algún proceso de transporte (cuando el índice es mayor de 50) (Molina, E. 1975). En este caso parece evidente que el sedimento se encuentra contaminado por acciones periglaciales, lo que explicaría la bimodalidad. En Matarrubia el primer máximo es en 150-200 con el 37% y otro secundario en 50-100 con el 29%. En ambas los elementos transportados no poseen índices superiores a 300.

En el segundo grupo, la mediana de la estación doce Uceda-Cubillo de Uceda histograma Figura 4.47 y dieciocho Mesones histograma Figura 4.53, están comprendidas en la mitad del intervalo 150-200. La distribución de los elementos en la doce es unimodal, es decir, con un sólo máximo en la secuencia de 50-100 con el 67%. En la dieciocho en el intervalo 150-200 tiene un máximo con un 35%. Los elementos transportados no son superiores a los 300 en la doce y de 350 en la dieciocho.

Las estaciones siete Gascueña y veinte Layos, histogramas Figuras 4.42 y 4.55, tienen las medianas justo en el límite superior del intervalo 150-200. En la siete el máximo principal lo tenemos en 150-200 con el 43%, seguido de dos altos valores secundarios uno en 200-250 con el 25%, y otro en 250-300 con el 18%. La distribución se reparte en la veinte entre un máximo principal localizado en 150-200 con el 37%, seguido de un secundario en 200-250 de 28%. En la veinticuatro, Santa Elena histograma Figura 4.59, la mediana está al principio del intervalo, y el máximo principal muy destacado también en el mismo intervalo con el 62%, seguido de un secundario en 100-150 del 20%, no sobrepasando los elementos los 300 en la siete y veinticuatro y los 350 en la veinte, pero con un porcentaje muy bajo.

La estación quince, El Casar de Talamanca histograma Figura 4.50, tiene la mediana al principio del intervalo 150-200, su distribución es bimodal con un primer máximo más destacado en el citado intervalo con el 45% y un secundario en 50-100 de un 23%. Los elementos transportados son un poco superiores en tamaño, pero el tanto por ciento es pequeño.

En las estaciones quinta Riaza y diecisiete Viñuelas histogramas Figuras 4.40 y 4.52, tenemos las medianas casi en la mitad del intervalo 150-200. En la quinta podemos destacar un máximo principal en 150-200 también con el 50%, seguido de dos secundarios menos importantes en 100-150 de 22% y otro en 200-250 de 18%. La distribución en la diecisiete es de un máximo principal en el intervalo 150-200 con el 40%, seguido de dos secundarios en 50-100 de 20% y en 100-150 de 15%. Los elementos transportados no sobrepasan en la quinta los índices de 300 y en la diecisiete los 350.

Dentro del tercer grupo las estaciones seis Los Llanos, ocho Robledo de Corpes, once Puebla de Valles-Tamajón, trece Casa de Uceda y veintidós La Higuera, histogramas Figuras 4.41, 4.43, 4.46, 4.48 y 4.57, tienen la mediana comprendida al principio del intervalo de 200-250. En la nueve Hiendelaencina, diez Puebla de Valles, y veintiuna Ajofrón histogramas Figuras 4.44, 4.45 y 4.56, la tienen pasada la mitad del citado intervalo las tres. La sexta tiene un máximo principal en



200-250 de 32% y dos secundarios en 150-200 de 29% y otro en 250-300 de 22%. En la octava el máximo principal es en 150-200 con el 38%, seguido de dos secundarios en 200-250 de 28% y en 250-300 de un 20%. En la once la distribución de los elementos es de un máximo destacado entre 150-200 con el 44% y un secundario en 50-100 del 34%. La trece tiene un máximo en la secuencia 200-250 con el 37%, y dos máximos secundarios en 150-200 de 29% y otro en 250-300 de 23%. Los elementos no pasan de los 350. La veintidós el máximo principal se puede ver en 150-200 con el 38%, y dos secundarios en 200-250 de 25% y en 250-300 con el 24%.

En las estaciones nueve Hiendelaencina, diez Puebla de Valles y veintiuna Ajofrín histogramas Figuras 4.44, 4.45 y 4.56, la mediana está pasada la mitad del intervalo 200-250. En la novena los máximos principales son bimodales y se aprecia un primero en 200-250 con el 27% y otro en 250-300 con el 26%, seguido de un secundario en 150-200 con el 20%. La distribución de los elementos se reparten en la diez, entre un primer máximo en 150-200 con el 30%, seguido de dos secundarios en 250-300 de 28% y en 200-250 de 26%. En la veintiuna el máximo principal se encuentra en el intervalo 200-250 con un 37%, y dos secundarios en 250-300 con el 26% y otro en 150-200 con el 24%. Los elementos en la novena y décima no son superiores a 400 y en la veintiuno a los 350.

En la cuatro La Velilla y la diecinueve San Juan de Dios, histogramas Figuras 4.39 y 4.54, la mediana está comprendida al final del intervalo 200-250. La cuarta los máximos principales los tenemos en las secuencias 200-250 con el 38%, y en 250-300 con el 37% y un secundario en 150-200 con el 12%. La diecinueve el máximo principal está en la secuencia 250-300 con el 34% y dos secundarios en 200-250 con el 27% y en 150-200 de 25%. En estas dos últimas estaciones los elementos no sobrepasan el índice 400.

En el cuarto grupo tenemos las estaciones una El Espinal, dos Camposagrado, tres Villarroquel y veintitrés La Celada histogramas Figuras 4.36, 4.37, 4.38 y 4.58, sus medianas están comprendidas, en tres estaciones en la mitad del intervalo y en

la veintitrés casi al final del límite 250-300. En la primera el máximo principal lo encontramos en el intervalo 250-300 con el 42%, y un secundario en 200-250 de un 26%. En la segunda el máximo principal está también en intervalo 250-300 con el 51%. En la tercera el máximo principal lo tenemos en el intervalo 250-300 con el 41%, y dos secundarios en 200-250 con el 32% y otro en 300-350 con el 20%. En la veintitrés el máximo principal está en 250-300 con el 29% y dos secundarios en 200-250 con el 21% y otro en 300-350 con el 19%. Los elementos son algo mayores y un porcentaje mínimo no llegan a 450 y 500.

De los datos obtenidos con el estudio del Índice de desgaste de los cantos escogidos se deducen las siguientes consecuencias, según podemos ver en el Cuadro 4.34 anteriormente citado:

- Por lo que respecta al intervalo en el que se encuentra la mediana de este índice se aprecia que los más comunes están comprendidos entre 150-200 que indica arrastre a lo largo de las laderas y 200-250 indica un arrastre característico de fuerte actividad fluvial de tipo torrencial, existiendo una dispersión en los valores alcanzados por los diversos intervalos de frecuencias (67%-27%), siendo lo más habitual de 30% a 44%. Así pues cabe pensar que estos sedimentos son de accionamiento mixto.
- El histograma de desgaste, es el que traduce con más claridad el proceso genético del depósito. En efecto, la presencia de varios máximos en algunos histogramas, localizados en secuencias de bajos desgastes, y el valor de las medianas, confirma la fuerte actividad fluvial con fraccionamiento de los elementos. El porcentaje de cantos con  $Id$  inferiores a 100 es muy elevado y en las estaciones doce y dieciséis el máximo principal del histograma está localizado en la secuencia de mínimos desgastes (50-100).
- Se puede ver que en todas las estaciones están ausentes los valores de índices menores de 50, lo cual elimina cantos angulosos, típicamente movidos

por procesos de ladera, tras la gelifración, termoclastismo, haloclastia, tectónica ...

Estos caracteres coinciden con un arrastre de tipo torrencial y acusadas modificaciones en el régimen y pulsaciones de la corriente.

Los valores en conjunto del índice de desgaste suelen estar por encima de 200, y en las estaciones en que no superan este umbral, no se puede hablar de un sedimento claramente transportado por el agua.

Finalmente, como confirmación de lo expuesto anteriormente, se ofrece la prueba de la enorme similitud que poseen todos los histogramas de los sedimentos estudiados, visibles en los gráficos correspondientes.

Nuestra idea es que estos sedimentos, por los índices de desgaste, no ofrecen una típica imagen ni fluvial, ni de depósitos de ladera. Por ello parece lo más cabal asignarles un transporte fluvial limitado (no se trata de cantos de terraza, heredados en multitud de ocasiones, y por ello, ampliamente rodados), una vez que por procesos de ladera han alcanzado el cauce. La torrencialidad se pone de manifiesto a partir de los mismos datos. Entendemos por torrencialidad un régimen hidrológico discontinuo, de tal modo que la carga fluvial no se ha desplazado a lo largo de distancias significativas.

Debe recordarse que las rañas ocupan posiciones topográficas culminantes por lo que respecta a la colmatación de las cuencas sedimentarias, luego la procedencia de sus materiales no puede ser otra que las laderas de los relieves de las anteclises. Sin embargo, se distinguen notablemente de los histogramas de desgaste de los depósitos de vertiente que ofrecen, mayoritariamente un máximo del histograma de desgaste en el intervalo 0-50 ó a lo sumo 50-100.

Dado que, como geógrafos, ponemos el interés en las variaciones espaciales y sus relaciones, se han efectuado las representaciones de los índices de desgaste en cada conjunto de rañas.

Según podemos comprobar en el mapa de situación Figura 4.61, de las estaciones seleccionadas en el área de León los índices de desgaste van disminuyendo a medida que nos vamos alejando del ápice. Dado que lo normal hubiera sido el comportamiento inverso, se pone de manifiesto una vez más, la "excepcionalidad" del caso de las rañas meridionales de la Cantábrica.

Tanto en Segovia Figura 4.62 como en Guadalajara N Figura 4.63, el modo de estar localizados los valores de la mediana se ajusta a lo esperado.

En Guadalajara S Figura 4.64, se puede comprobar que en la estación de Fuentelahiguera, debido a la contaminación de la estación con materiales periglaciales, ofrece el valor más bajo de todo el conjunto: se trata, pues de un caso excepcional.

Los datos de Puebla de Valles siguen la tónica general, según la cual al descender por el río-cárcava que incide en la raña y su substrato, a mayor recorrido, mayor índice de desgaste. También se cumple el comportamiento esperado en las restantes estaciones pues, conforme nos alejamos radialmente del ápice (Matarrubia) va aumentando el desgaste.

En el caso de Toledo Figura 4.65, tal y como citaban en su trabajo González Martín, J.A., López Ascona, M<sup>a</sup> Cruz y Asensio Amor, I. (1988-89), la posibilidad de que la procedencia del sedimento sea del "cañón" entre el Monte de Layos y el de Ajofrín, hace que conforme se distancia la muestra de este camino, aumente el redondeamiento. Resulta anormalmente elevada la mediana de La Celada, donde se ha observado en el campo que la naturaleza de los cantos era más arenosa. Por ello, el desgaste sufrido no debe extrañar que aumente.

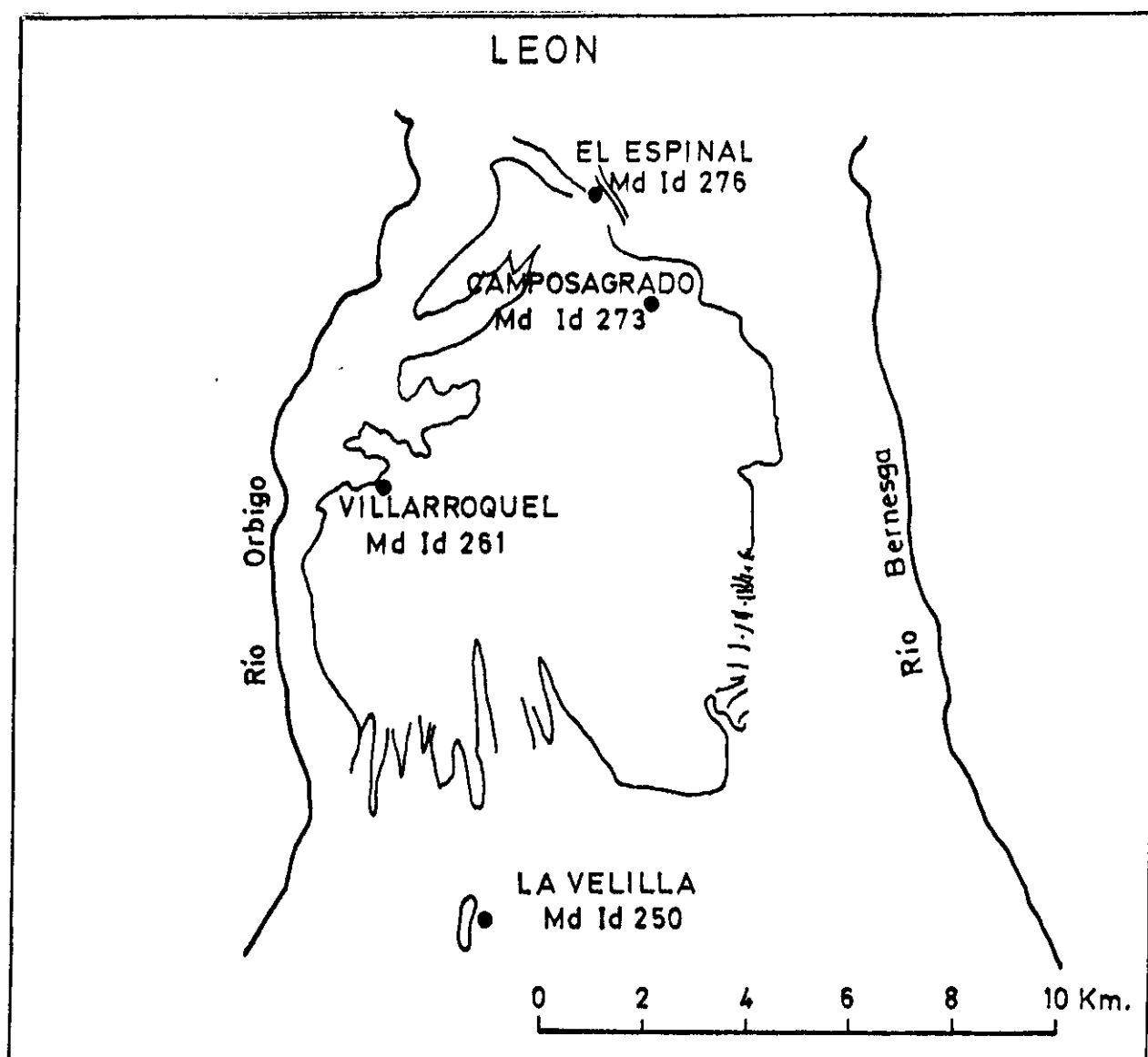


Figura 4.61 Medianas del índice de desgaste de las estaciones de León

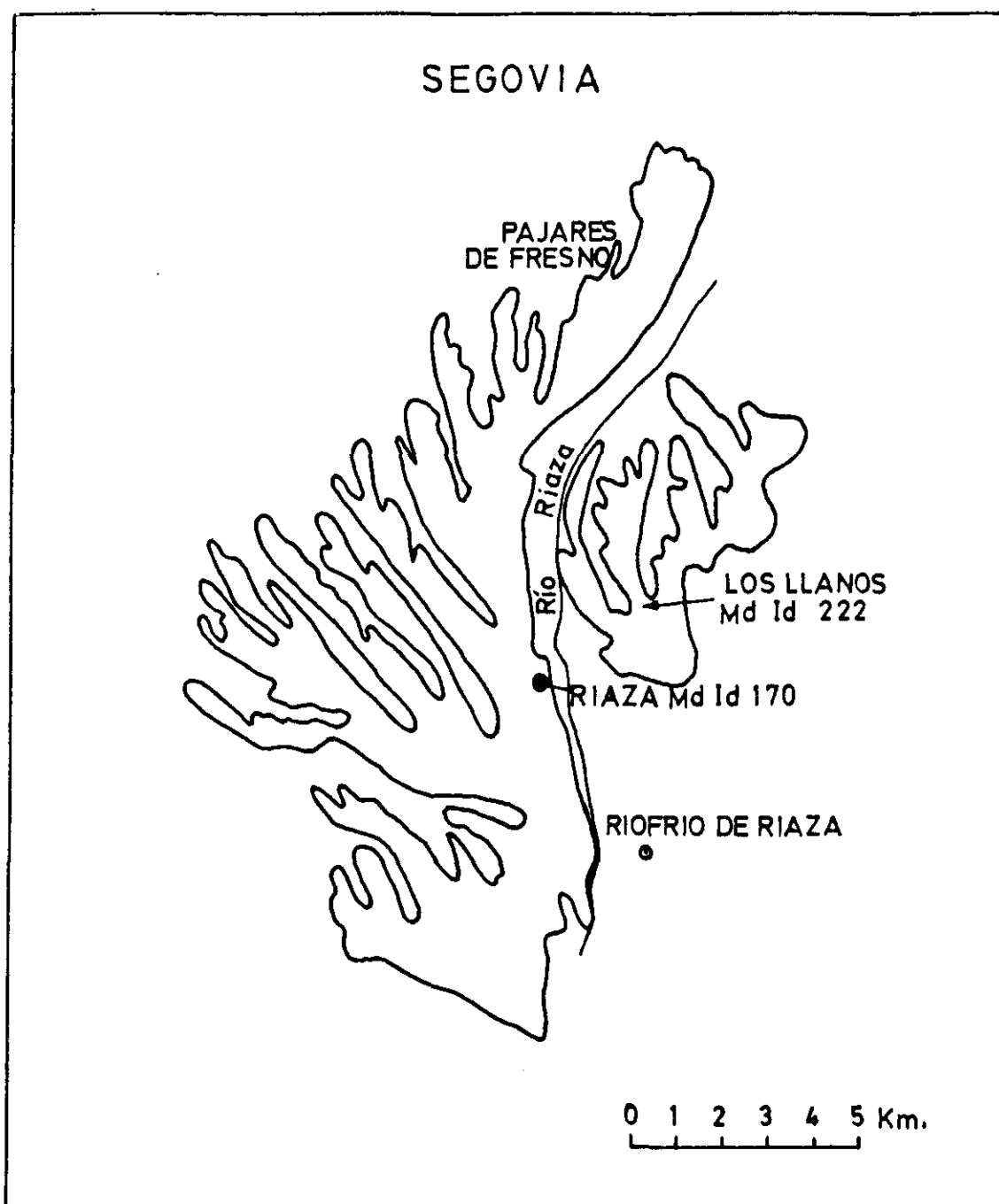


Figura 4.62 Medianas del índice de desgaste de las estaciones de Segovia

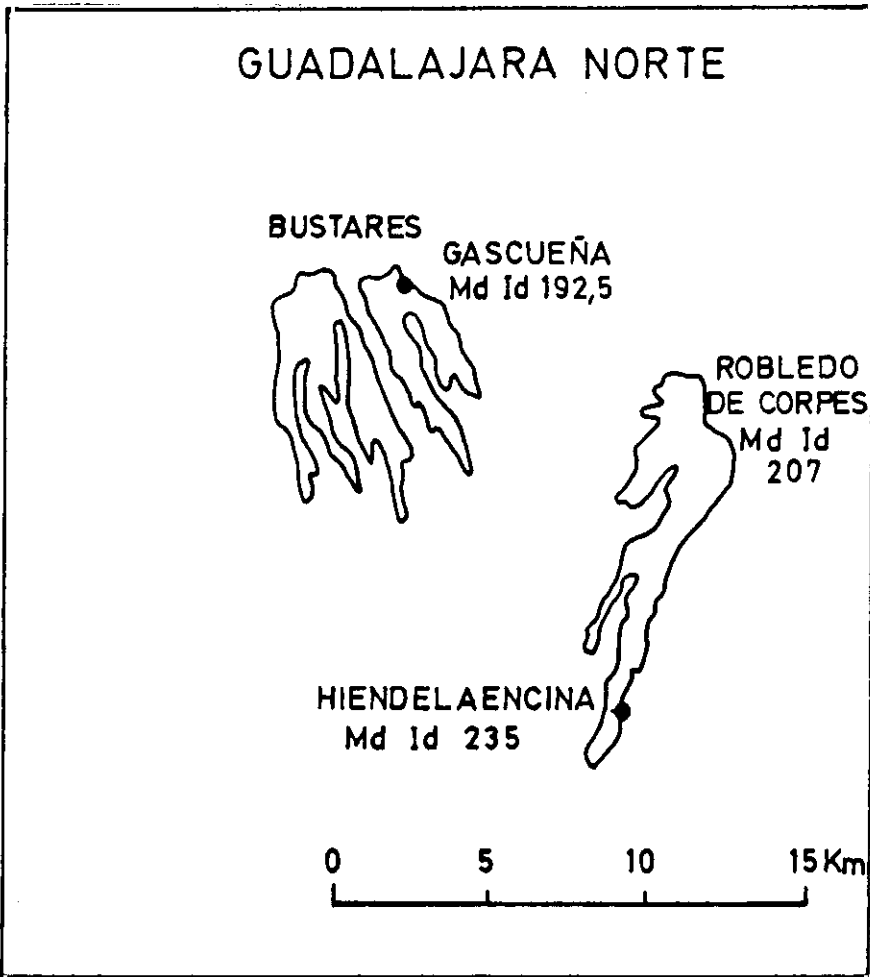


Figura 4.63 Medianas del índice de desgaste de las estaciones de Guadalajara N

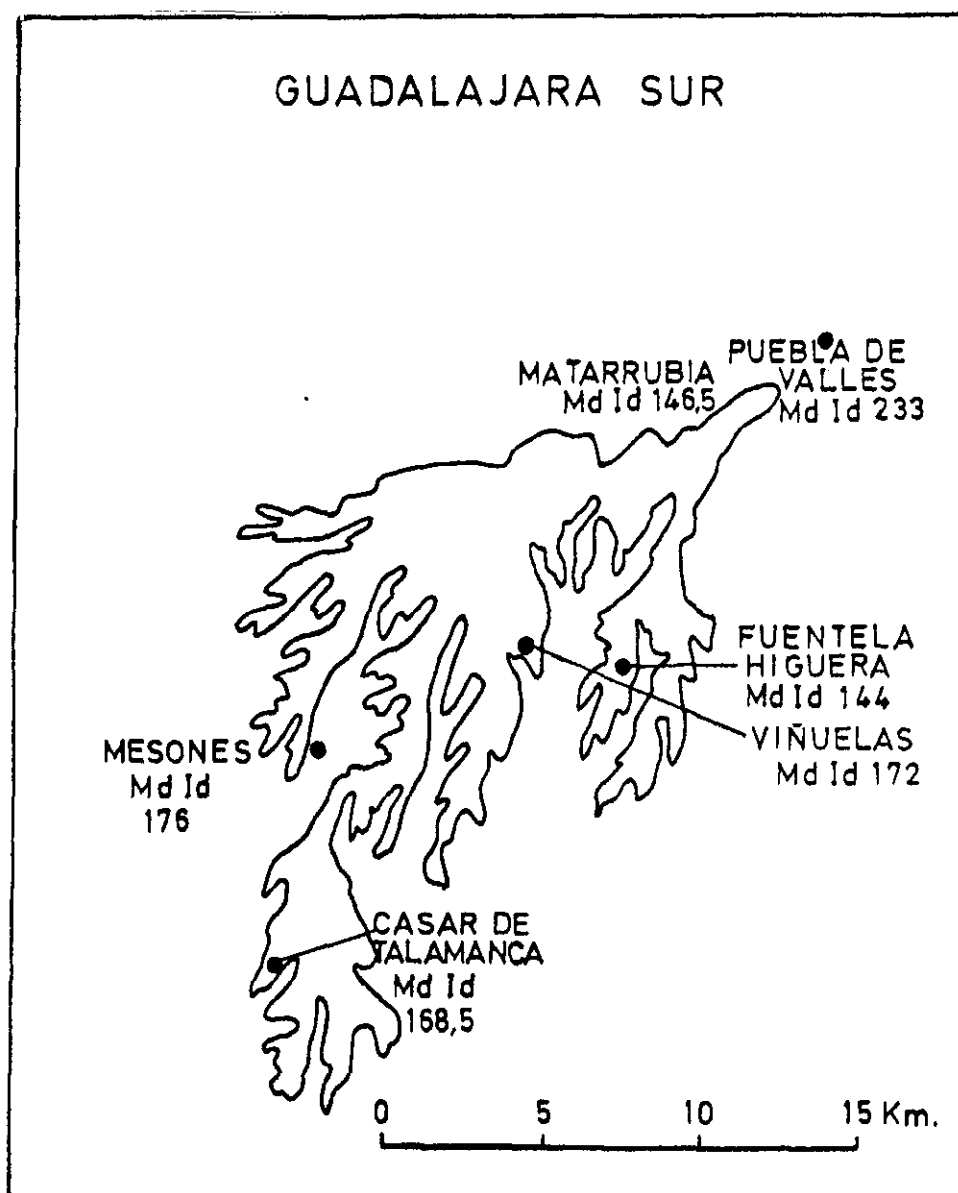


Figura 4.64 Medianas del índice de desgaste de las estaciones de Guadalajara S



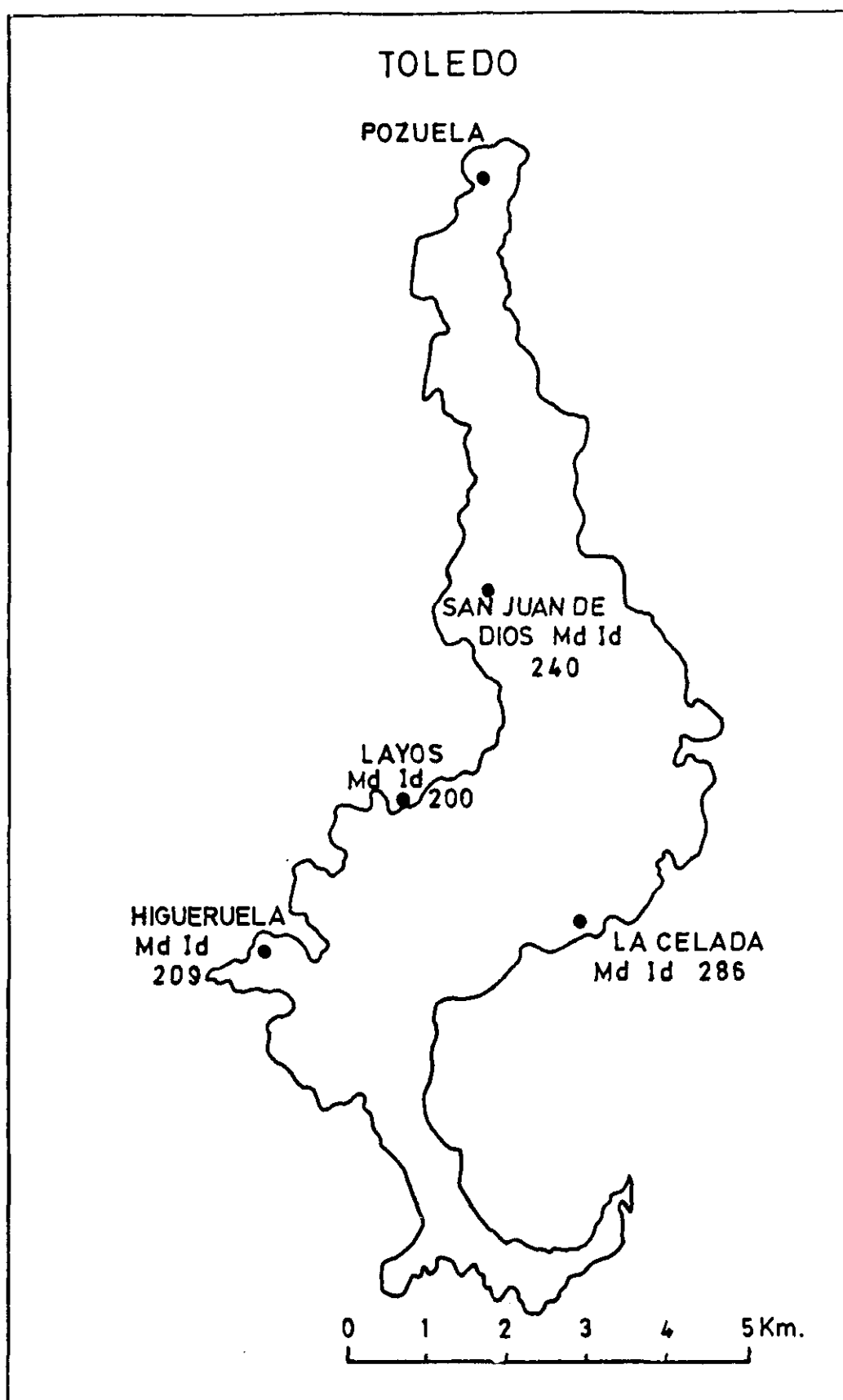


Figura 4.65 Medianas del índice de desgaste de las estaciones de Toledo

B)      **ÍNDICE DE APLANAMIENTO**

Este índice se caracteriza porque por su valor se puede diferenciar si se trata de sedimentos marinos o continentales. Los sedimentos marinos poseen por lo general máximos con valores superiores al de 200, mientras que los sedimentos terrestres poseen modas de 150-200.

En nuestro caso concreto de la raña, en todas las estaciones existe un solo máximo de aplanamiento, perfectamente destacado en la secuencia de 150-200, y que coincide con el normal valor de la mediana en un ambiente fluvial, y esto es debido al aspecto esferoidal de los cantos.

Como era de esperar, los sedimentos son continentales (fluviales).

Se puede comprobar una mayor uniformidad en el intervalo modal, con una dispersión del valor de la frecuencia del intervalo todavía menor que en el de desgaste (58%-42%), siendo lo más frecuente los valores de los cincuenta.

<u>Estaciones</u>	<u>Mediana del la</u>
<b>S. de la Cantábrica</b>	
El Espinal-1	160,0
Camposagrado	177,5
Villarroquel	162,0
La Velilla	167,5
<b>Sistema Central</b>	
Riaza	179,0
Los Llanos	162,0
Gascueña-Hiendelaencina	162,0

Robledo de Corpes-Atienza	158,0
Hiendelaencina	160,5
Puebla de Valles	176,0
Puebla de Valles-Tamajón	176,5
Uceda-Cubillo de Uceda	170,5
Casa de Uceda	159,0
Matarrubia	165,0
El Casar de Talamanca	157,0
Fuentelahiguera	170,0
Viñuelas	163,0
Mesones	170,5

#### **Montes de Toledo**

San Juan de Dios	160,0
Layos	160,5
Ajofrín	165,0
La Higuera	161,0
La Celada	157,0

#### **Sierra Morena**

Santa Elena	171,5
-------------	-------

#### **C) ÍNDICE DE DISIMETRÍA**

Su utilidad es muy reducida, si bien puede evidenciar acciones de ruptura en los cantos acontecidas durante su transporte, especialmente en los accionamientos violentos de algunos torrentes. No obstante lo dicho, permite la separación entre sedimentos marinos, que tienen valores inferiores a 570-580, y sedimentos terrestres, con valores superiores al límite mencionado. En nuestro caso el valor del índice de disimetría es relativamente alto, y supera el umbral establecido, por lo que

cabe asegurar el origen continental de las muestras, lo que también contribuye a considerar la presencia del fenómeno de fragmentación en el material.

<u>Estaciones</u>	<u>Mediana del Idi</u>
<b>S. de la Cantábrica</b>	
El Espinal-1	727,0
Camposagrado	711,0
Villarroquel	702,0
La Velilla	741,0
<b>Sistema Central</b>	
Riaza	725,5
Los Llanos	722,0
Gascueña-Hiendelaencina	742,5
Robledo de Corpes-Atienza	762,5
Hiendelaencina	766,5
Puebla de Valles	747,5
Puebla de Valles-Tamajón	721,0
Uceda-Cubillo de Uceda	737,5
Casa de Uceda	774,0
Matarrubia	797,0
El Casar de Talamanca	775,5
Fuentelahiguera	771,5
Viñuelas	754,5
Mesones	737,5
<b>Montes de Toledo</b>	
San Juan de Dios	714,0

Layos	752,0
Ajofrín	737,5
La Higuera	739,0
La Celada	755,5

#### **Sierra Morena**

Santa Elena	704,5
-------------	-------

#### **IV.2.1.5 Correlaciones**

Otro medio para ver la proximidad o lejanía morfométricas de los sedimentos gruesos de las rañas, ha sido con la aplicación de coeficientes de correlación a parejas de tablas de frecuencia de los índices de desgaste, aplanamiento y disimetría, cuya matriz de doble entrada arroja los siguientes Cuadros: 4.35, 4.36 y 4.37.

Este coeficiente tiene unos valores comprendidos entre 0 y 1 (valor absoluto de 1). Las citadas correlaciones pueden calificarse en algunos de los casos de muy buenas: serían las comprendidas entre /1/ y /0,70/, lo cual indica un elevado grado de asociación entre las dos variables; luego tendríamos un segundo grupo entre /0,70/ y /0,40/ que indica una asociación de tipo medio; entre /0,40/ y /0,20/ indica un bajo grado de asociación y finalmente un valor por debajo de /0,20/ indica un grado de asociación despreciable.

En nuestras áreas de estudio, hemos tenido más diversidad en el índice de desgaste Cuadro 4.35 citado anteriormente, pues hay bastantes estaciones en las que las correlaciones no son muy buenas, y en este caso las muestras presentan unos valores dispares. De entre ellas, destacamos las siguientes para el Índice de desgaste:

El área de Casa de Uceda, con la de Fuentelahiguera y Matarrubia.

CUADRO 4.35

## A) INDICE DE DESGASTE DE LAS ESTACIONES DONDE SE REALIZO EL CONTAJE

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
1	1,00																							
2	0,92	1,00																						
3	0,94	0,88	1,00																					
4	0,93	0,82	0,94	1,00																				
5	0,10	0,22	0,05	0,27	1,00																			
6	0,68	0,65	0,68	0,84	0,73	1,00																		
7	0,41	0,48	0,35	0,58	0,91	0,90	1,00																	
8	0,52	0,55	0,47	0,69	0,88	0,96	0,98	1,00																
9	0,82	0,79	0,83	0,92	0,56	0,94	0,79	0,85	1,00															
10	0,75	0,77	0,70	0,85	0,71	0,97	0,90	0,95	0,95	1,00														
11	0,43	0,43	0,39	0,63	0,87	0,94	0,97	0,98	0,80	0,90	1,00													
12	0,10	0,15	0,11	0,33	0,87	0,71	0,88	0,81	0,63	0,66	0,84	1,00												
13	0,67	0,62	0,68	0,86	0,70	0,99	0,89	0,95	0,94	0,95	0,93	0,71	1,00											
14	0,21	0,06	0,24	0,06	0,76	0,34	0,65	0,52	0,29	0,33	0,52	0,70	0,33	1,00										
15	0,02	0,11	0,08	0,12	0,86	0,55	0,83	0,71	0,46	0,55	0,74	0,94	0,53	0,93	1,00									
16	0,23	0,06	0,27	0,13	0,61	0,22	0,56	0,39	0,22	0,24	0,42	0,82	0,21	0,95	0,91	1,00								
17	0,07	0,25	0,88	0,20	0,88	0,59	0,85	0,75	0,54	0,61	0,73	0,92	0,57	0,93	0,98	0,89	1,00							
18	0,10	0,15	0,11	0,33	0,87	0,71	0,88	0,81	0,63	0,66	0,84	0,93	0,71	0,87	0,94	0,80	0,92	1,00						
19	0,86	0,87	0,82	0,92	0,56	0,94	0,80	0,87	0,96	0,98	0,81	0,53	0,92	0,20	0,41	0,12	0,50	0,53	1,00					
20	0,39	0,42	0,36	0,59	0,93	0,92	0,97	0,98	0,80	0,88	0,97	0,88	0,91	0,83	0,77	0,48	0,80	0,88	0,78	1,00				
21	0,74	0,68	0,76	0,91	0,62	0,98	0,83	0,90	0,96	0,95	0,87	0,64	0,99	0,25	0,44	0,13	0,49	0,64	0,94	0,86	1,00			
22	0,58	0,64	0,52	0,71	0,85	0,96	0,97	0,99	0,87	0,97	0,96	0,77	0,93	0,49	0,70	0,38	0,74	0,77	0,91	0,95	0,90	1,00		
23	0,93	0,86	0,91	0,86	0,17	0,71	0,44	0,55	0,81	0,76	0,48	0,37	0,87	0,20	0,03	0,21	0,11	0,15	0,84	0,41	0,72	0,61	1,00	
24	0,12	0,07	0,19	0,01	0,94	0,51	0,81	0,72	0,35	0,53	0,72	0,83	0,47	0,84	0,83	0,78	0,93	0,83	0,36	0,77	0,37	0,70	0,02	1,00

CUADRO 4.36

B) INDICE DE APLANAMIENTO DE LAS ESTACIONES DONDE SE REALIZO EL CONTAJE

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
1	1,00																							
2	0,97	1,00																						
3	0,96	0,94	1,00																					
4	0,95	0,96	0,99	1,00																				
5	0,96	0,99	0,96	0,98	1,00																			
6	1,00	0,98	0,96	0,96	0,97	1,00																		
7	0,99	0,96	0,99	0,98	0,97	0,99	1,00																	
8	1,00	0,94	0,96	0,94	0,94	0,99	0,99	1,00																
9	0,99	0,99	0,97	0,97	0,99	0,99	0,99	0,98	1,00															
10	0,91	0,97	0,95	0,98	0,99	0,93	0,94	0,89	0,96	1,00														
11	0,94	0,98	0,97	0,99	0,99	0,95	0,96	0,92	0,98	1,00	1,00													
12	0,96	0,97	0,99	0,99	0,99	0,97	0,99	0,95	0,99	0,98	0,99	1,00												
13	0,99	0,97	0,92	0,92	0,96	0,99	0,96	0,98	0,98	0,90	0,92	0,99	1,00											
14	0,97	0,97	0,99	1,00	0,99	0,98	0,99	0,96	0,99	0,97	0,99	0,97	0,95	1,00										
15	0,99	0,93	0,97	0,95	0,94	0,99	0,99	1,00	0,97	0,88	0,92	0,95	0,97	0,96	1,00									
16	1,00	0,98	0,99	1,00	0,98	0,99	0,99	0,99	0,99	0,94	0,97	0,98	0,98	0,99	0,99	1,00								
17	0,98	0,94	1,00	0,99	0,96	0,98	1,00	0,98	0,97	0,94	0,96	0,95	0,94	0,99	0,98	0,98	1,00							
18	0,96	0,97	0,99	1,00	0,99	0,97	0,99	0,95	0,99	0,98	0,99	0,97	0,94	1,00	0,96	0,98	0,99	1,00						
19	0,99	0,93	0,94	0,91	0,92	0,98	0,97	1,00	0,96	0,85	0,89	0,95	0,98	0,94	0,99	0,98	0,96	0,92	1,00					
20	1,00	0,96	0,96	0,95	0,95	0,99	0,99	1,00	0,98	0,90	0,93	0,97	0,99	0,97	1,00	0,99	0,98	0,96	0,99	1,00				
21	0,97	0,96	1,00	1,00	0,98	0,97	0,99	0,96	0,98	0,97	0,98	0,96	0,94	1,00	0,97	0,99	0,99	1,00	0,94	0,96	1,00			
22	0,98	0,98	0,99	0,99	0,99	0,98	0,99	0,97	0,99	0,97	0,99	0,98	0,96	1,00	0,97	0,99	0,99	1,00	0,95	0,97	1,00	1,00		
23	0,99	0,93	0,96	0,94	0,93	0,99	0,98	1,00	0,97	0,87	0,91	0,95	0,97	0,96	1,00	0,98	0,98	0,95	1,00	1,00	0,96	0,96	1,00	
24	0,98	0,97	0,97	0,99	0,98	0,98	0,99	0,97	0,98	0,97	0,99	0,96	0,95	0,99	0,97	1,00	0,99	0,99	0,95	0,97	1,00	1,00	0,96	1,00

## C) INDICE DE DISIMETRIA DE LAS ESTACIONES DONDE SE REALIZO EL CONTAJE

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
1	1,00																							
2	0,96	1,00																						
3	0,93	0,98	1,00																					
4	0,96	0,85	0,80	1,00																				
5	0,97	0,93	0,95	0,90	1,00																			
6	0,98	0,98	0,95	0,92	0,94	1,00																		
7	0,91	0,83	0,73	0,96	0,81	0,89	1,00																	
8	0,79	0,64	0,54	0,88	0,71	0,72	0,93	1,00																
9	0,81	0,61	0,57	0,91	0,78	0,71	0,86	0,93	1,00															
10	0,90	0,77	0,69	0,98	0,81	0,86	0,98	0,93	0,93	1,00														
11	0,97	0,99	0,97	0,89	0,95	0,99	0,86	0,69	0,68	0,82	1,00													
12	0,95	0,92	0,86	0,92	0,90	0,93	0,95	0,88	0,80	0,89	0,94	1,00												
13	0,72	0,51	0,45	0,87	0,67	0,61	0,84	0,93	0,98	0,91	0,58	0,96	1,00											
14	0,48	0,29	0,22	0,59	0,45	0,35	0,65	0,87	0,82	0,66	0,35	0,75	0,85	1,00										
15	0,72	0,56	0,49	0,79	0,68	0,62	0,84	0,97	0,92	0,84	0,61	0,89	0,92	0,95	1,00									
16	0,81	0,63	0,57	0,91	0,76	0,72	0,89	0,95	0,98	0,94	0,68	0,97	0,97	0,83	0,94	1,00								
17	0,89	0,75	0,69	0,97	0,83	0,83	0,95	0,95	0,97	0,98	0,80	0,99	0,95	0,74	0,90	0,97	1,00							
18	0,95	0,92	0,86	0,92	0,90	0,93	0,95	0,88	0,80	0,89	0,94	0,87	0,74	0,62	0,82	0,82	0,90	1,00						
19	0,91	0,99	0,96	0,80	0,87	0,96	0,79	0,57	0,52	0,72	0,98	0,64	0,42	0,19	0,47	0,54	0,68	0,88	1,00					
20	0,87	0,78	0,68	0,93	0,78	0,84	0,98	0,98	0,89	0,96	0,82	0,94	0,87	0,76	0,91	0,92	0,95	0,95	0,73	1,00				
21	0,98	0,90	0,84	0,98	0,92	0,95	0,98	0,89	0,88	0,96	0,93	0,94	0,82	0,60	0,81	0,88	0,95	0,97	0,85	0,95	1,00			
22	0,97	0,89	0,83	0,99	0,91	0,95	0,98	0,88	0,88	0,97	0,92	0,94	0,83	0,58	0,79	0,88	0,96	0,95	0,84	0,94	1,00	1,00		
23	0,85	0,70	0,61	0,96	0,77	0,79	0,96	0,95	0,96	0,99	0,75	0,99	0,95	0,74	0,88	0,95	0,99	0,87	0,63	0,95	0,94	0,95	1,00	
24	0,88	0,97	0,96	0,74	0,86	0,93	0,75	0,56	0,48	0,66	0,96	0,59	0,38	0,23	0,49	0,52	0,64	0,88	0,98	0,72	0,81	0,80	0,58	1,00



La de Puebla de Valles, también con Fuentelahiguera y Matarrubia; Puebla de Valles-Tamajón con Fuentelahiguera. Los Llanos-Riaza con Fuentelahiguera y Matarrubia.

La Celada con las mismas estaciones, más El Casar de Talamanca, Mesones, Viñuelas y Riaza.

Ajofrín, con Fuentelahiguera, Matarrubia y El Casar de Talamanca.

San Juan de Dios e Hiendelaencina con las tres anteriores.

El Espinal con Uceda-Cubillo de Uceda, Fuentelahiguera, Matarrubia, El Casar de Talamanca, Mesones, Viñuelas, Riaza y Layos.

En Camposagrado, Villarroquel, La Velilla y Gascueña, sucede lo mismo que en El Espinal.

Finalmente Santa Elena con la Celada, Hiendelaencina y todas la de León.

Estas discrepancias entre algunos sedimentos de las estaciones citadas, y especialmente entre el depósito de la cabecera de la raña (área proximal), y la raña de la Velilla en León, puede que sea debido a su probable contaminación, aunque sea pequeña, del material crioclástico de piedemonte.

Al mismo tiempo conviene poner de relieve la relación que puede existir, por ejemplo, entre los depósitos de una misma área fuente, y entre el Mioceno y la raña que ofrecen gran semejanza. Con semejante análisis Sanz Donaire, J. (1979/80), llega a idénticas conclusiones.

Por lo general las matrices de correlación ofrecen altas semejanzas, y ello a pesar de que las áreas estudiadas son dispares, tanto geográfica como geológicamente (ya se habló anteriormente de la falta de uniformidad en la naturaleza de las

cuarcitas). Tampoco se podrían comparar adecuadamente los sedimentos proximales con los distales, pues estos últimos necesariamente ofrecerán mayor desgaste. A pesar de todo queremos enfatizar una vez más que las semejanzas son más comunes que las diferencias.

El Cuadro 4.36 de doble entrada para comparación del índice de aplanamiento muestra un grado de semejanza entre todos los sedimentos estudiados, al no haber ninguna correlación inferior a 0,85, oscilando los valores de los coeficientes entre 0,87 y 0,98.

Por lo que concierne al índice de disimetría, Cuadro 4.37, la matriz de correlaciones arroja también valores bajos en algunas de las estaciones. No obstante, el índice de disimetría es el que ofrece menor fiabilidad, y se ha introducido más por razones históricas o de tradición, que por su gran utilidad.

#### **IV.2.1.6 Textura - fase sólida inorgánica del suelo**

El resultado de los procesos formadores del suelo es una mezcla de materiales que se diferencian en su composición, constitución y propiedades. En esta fase podemos apreciar que existen trozos más o menos gruesos que tienen una analogía casi total con el material original: constituyen lo que conocemos con el término de arena. Otras partes han sufrido mayor transformación e incluso no se puede reconocer su parentesco con el material primario: tendríamos en este caso el limo y la arcilla. Por lo tanto todas estas fracciones podemos separarlas y caracterizarlas de acuerdo con su tamaño, origen y propiedades.

Para el tamaño, hemos realizado el análisis mecánico, con el método de la pipeta de Robinson, y como dispersante hemos utilizado hexametáfosfato sódico. El conocimiento de esta composición mecánica, siendo el suelo un sistema disperso, es trascendental para saber comparar entre sí (asemejar o diferenciar) las distintas estaciones de toma de muestras, así como para conocer el origen y la posible evolución del sedimento y su transformación en suelo.

Las propiedades físicas del suelo están ligadas a dos nociones fundamentales: la textura o composición elemental y la estructura. De estos factores depende el comportamiento del aire y del agua en el suelo, cuyas consecuencias prácticas son particularmente importantes.

La textura (o composición granulométrica), se define de acuerdo con las proporciones de elementos del suelo, clasificados por categorías en función de su tamaño, una vez destruidos los agregados.

#### IV.2.1.6.1 Tipos de textura

El análisis granulométrico, que permite fijar con precisión los porcentajes de los distintos constituyentes de un suelo, permite clasificar las diferentes texturas a partir de los tres principios básicos siguientes:

- 1.- Reagrupar con la máxima precisión posible, en una misma unidad, los materiales de igual origen litológico, que han sufrido una evolución frecuentemente análoga, y presentan valores agronómicos parecidos.
- 2.- Establecer límites simples que correspondan, tanto como sea posible, a porcentajes constantes, de manera que se pueda efectuar la localización de un punto o una determinación rápidamente y con un mínimo error.
- 3.- Tener límites que permitan separar tipos de materiales fácilmente diferenciables en el campo mediante pruebas sencillas.

Las clases de textura se determinan a priori sobre un diagrama triangular, ya que es muy utilizado por los edafólogos, pues como se sabe, la fracción fina del suelo está compuesta esencialmente y en cantidades muy variables por tres elementos (limo, arcilla y arena). Las arcillas -en su sentido edafológico, es decir, elementos inferiores a 0,002 mm- no están constituidas únicamente por arcillas mineralógicas, sino que contienen, además, cuarzo fino (podsoles) y óxidos e hidróxidos metálicos.

Algunos autores prefieren el término inglés silt al de limo, porque este término se emplea también para designar algunas rocas madres, lo que no es nuestro caso. Una forma de clasificar el suelo según su textura, es atendiendo a la proporción relativa que contenga de cada uno de estos tres componentes.

La combinación de los diversos grupos ha permitido considerar varias clases texturales. Nosotros hemos utilizado la clasificación americana que comprende las 12 clases siguientes:

- 1 - Ar = Arenosa
- 2 - Ar-Fra = Areno franca
- 3 - Fra-Ar = Franco arenosa
- 4 - Fra = Franca
- 5 - Fra-Lim = Franco limosa
- 6 - Lim = Limosa
- 7 - Fra-Arc-Ar = Franco arcillo arenosa
- 8 - Fra-Arc = Franco arcillosa
- 9 - Fra-Arc-Lim = Franco arcillo limosa
- 10 - Arc-Ar = Arcillo arenosa
- 11 - Arc-Lim = Arcillo limosa
- 12 - Arc = Arcilla

Según el predominio de una u otra tendremos suelos arcillosos, hasta suelos arenosos, pasando por una gama de suelos intermedios, como por ejemplo, limoso-arcillosos, arcilloso-limosos, areno-limosos, etc., y que corresponden a propiedades físicas del suelo fundamentalmente diferentes.

Los resultados del análisis mecánico de nuestra área de estudio, están representados en el Cuadro 4.7 citado anteriormente. En el diagrama triangular Figura 4.66, se observa el carácter arenoso-arcilloso de la mayoría de las muestras. Sólo son más ricas en arcilla las estaciones correspondientes a Robledo de Corpes y Navahermosa.

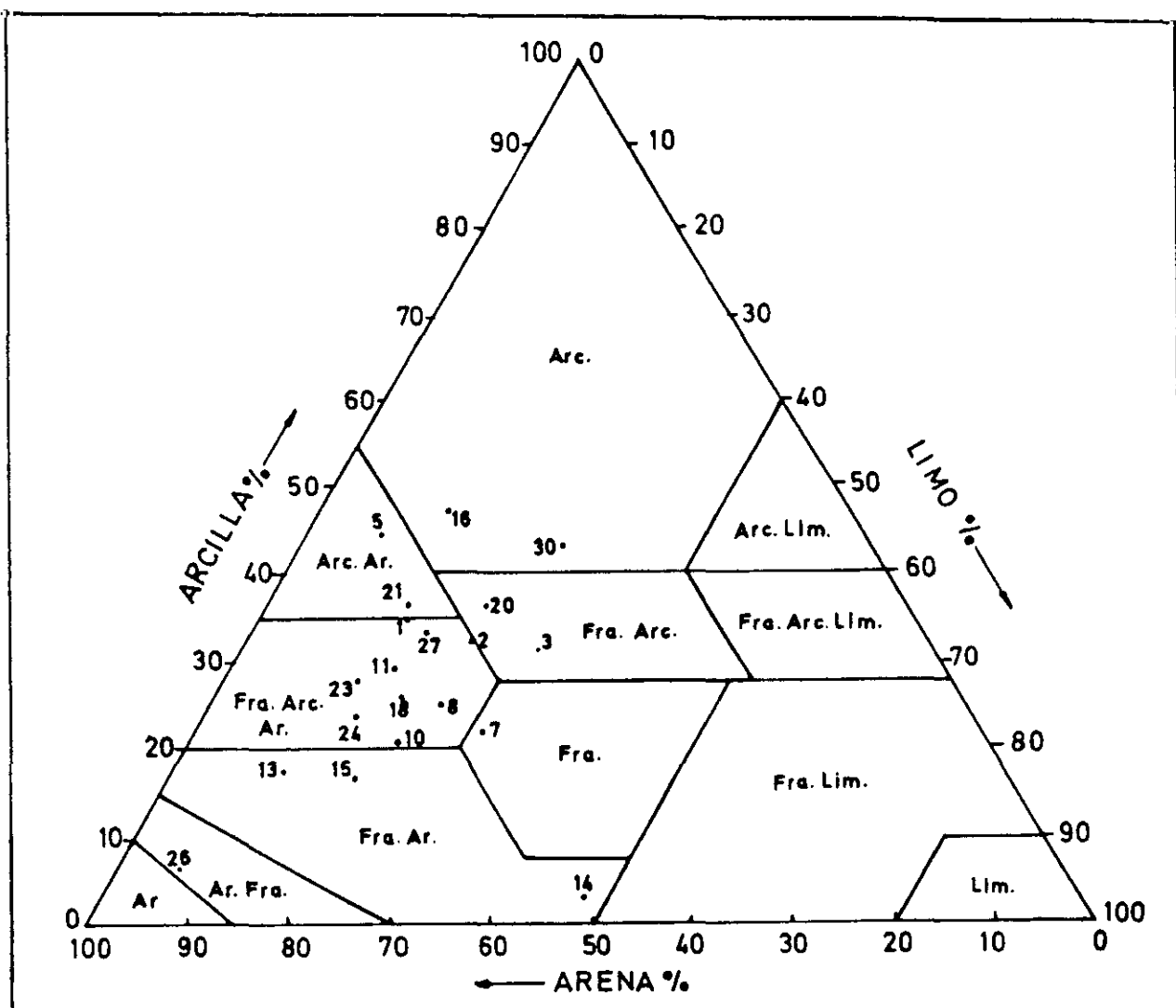


Figura 4.66 Diagrama triangular de texturas  
Clasificación U.S.D.A.

En la Figura 4.67 correspondiente al área de Guadalajara S, se cumple que al aumentar la distancia desde el ápice, y descender la pendiente, cada vez hay más arcilla. Por ello se puede deducir que el proceso de formación evacuó los finos hacia aguas abajo, por lo que se generó en un ambiente fluvial.

IV.2.1.6.2    Porcentaie de todas las fracciones

También hemos de destacar brevemente los resultados obtenidos de la granulometría de las arenas y gravas, a la que hemos denominado "porcentaje de todas las fracciones", en las distintas áreas estudiadas.

En León, Cuadro 4.38, alcanzan valores del 40,97% en La Velilla, y se encuentran constituidas todas las muestras por partículas de diámetro comprendidas entre 0,5-0,2 mm (arena fina).

**CUADRO 4.38 DISTRIBUCIÓN GRANULOMÉTRICA % DE LAS ESTACIONES DE LEÓN**

Muestras	Grava 2 mm	A. gruesa 2-1 mm	A. media 1-0,5 mm	A. fina 0,5-0,2 mm	A. muy fina 0,2-0,06 mm	Fracción <0,06 mm
El Espinal-1	11,72	17,07	19,33	30,94	15,02	5,92
El Espinal-2	17,90	17,94	17,48	26,31	13,73	6,64
Camposagrado	10,60	11,24	18,50	38,92	15,13	5,61
Villarroquel	23,10	20,21	15,68	18,97	14,46	7,58
Secarejo	11,60	16,53	21,20	37,44	10,99	2,22
La Velilla	7,25	13,92	16,80	40,97	15,02	6,04

En el área de Riaza (Segovia), Cuadro 4.39, también sucede lo mismo que en León, pero sus valores disminuyen al 25% en la estación de Los Llanos; por lo tanto se encuentran más repartidas las partículas en los diferentes diámetros.

En Guadalajara, Cuadro 4.40, los valores están repartidos entre arena fina con un 32,30% en Hiendelaencina, y arena muy fina con un 35,26% en El Casar de Talamanca.

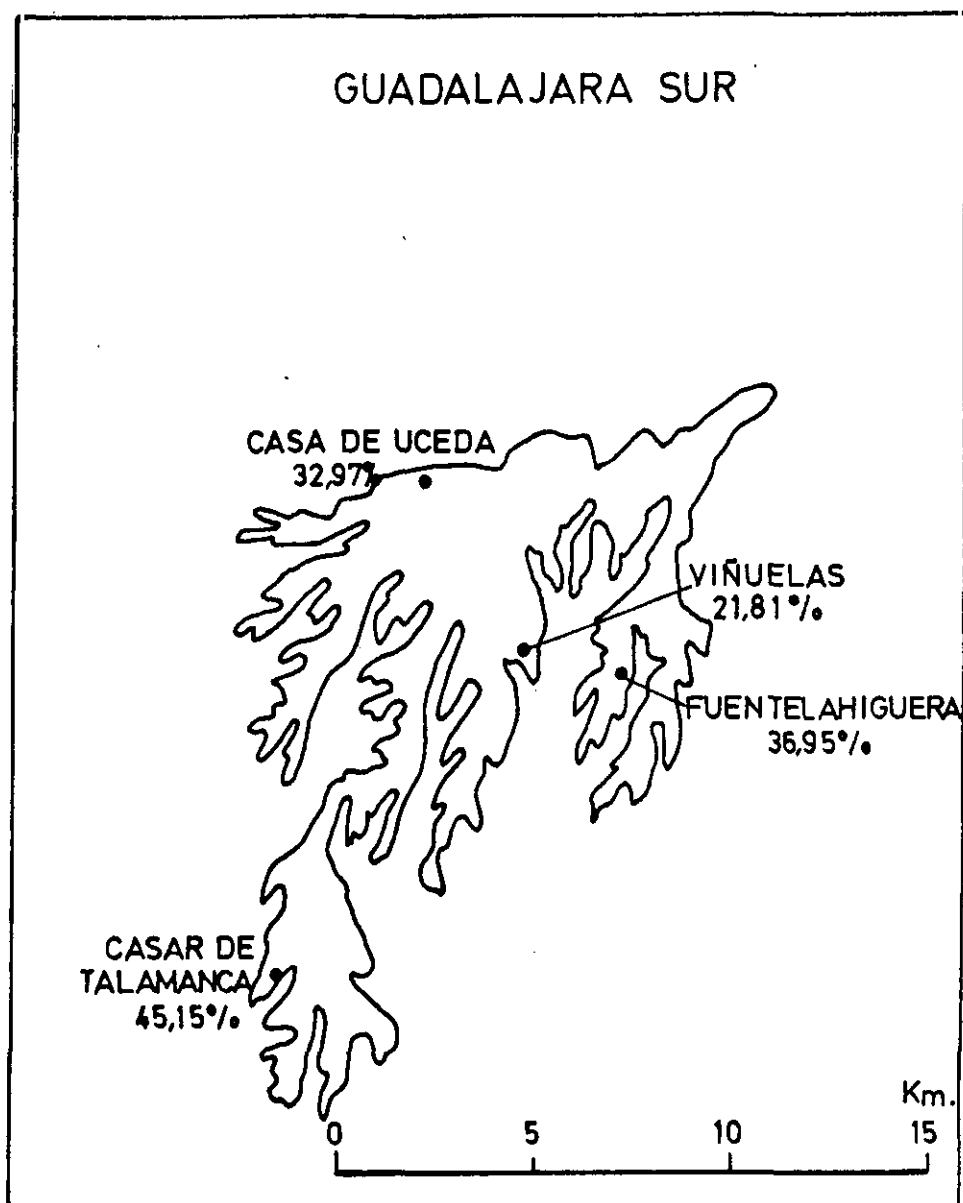


Figura 4.67 Estaciones de Guadalajara S en las que se aprecia el tanto por ciento más representativo

**CUADRO 4.39 DISTRIBUCIÓN GRANULOMÉTRICA % DE LAS ESTACIONES DE SEGOVIA**

Muestras	Grava 2 mm	A. gruesa 2-1 mm	A. media 1-0,5 mm	A. fina 0,5-0,2 mm	A. muy fina 0,2-0,05 mm	Fracción <0,06 mm
Riaza-1	12,72	10,52	13,93	22,37	20,74	19,72
Riaza-2	22,55	14,40	14,54	19,66	16,80	12,05
Riaza-3	18,96	15,88	14,91	21,49	19,04	9,72
Los Llanos	14,37	14,40	16,07	24,65	18,13	12,94

**CUADRO 4.40 DISTRIBUCIÓN GRANULOMÉTRICA % DE LAS ESTACIONES DE GUADALAJARA**

Muestras	Grava 2 mm	A. gruesa 2-1 mm	A. media 1-0,5 mm	A. fina 0,5-0,2 mm	A. muy fina 0,2-0,05 mm	Fracción <0,06
Gascueña-Hiendelaencina	15,23	12,36	10,21	21,87	30,14	10,39
Robledo de Corpes-Atienza	18,57	16,39	10,07	18,55	23,61	12,81
Hiendelaencina	8,81	14,33	20,82	32,30	17,53	6,21
Puebla de Valles	13,83	17,50	20,55	21,51	14,83	11,78
Casa de Uceda	7,91	9,56	12,96	29,21	26,87	13,49
Matarrubia	8,93	9,29	10,54	29,19	29,88	12,17
El Casar de Talamanca-Sup	5,48	8,53	8,77	13,77	35,26	28,19
El Casar de Talamanca-Inf	12,87	13,51	13,93	19,29	21,44	18,96
Fuentelehiguera	11,54	15,37	15,40	24,10	21,41	12,18
Viñuelas	14,08	17,39	17,05	21,49	18,86	11,13
Mesones	32,00	16,96	11,97	14,82	12,23	12,02

**CUADRO 4.41 DISTRIBUCIÓN GRANULOMÉTRICA % DE LAS ESTACIONES DE TOLEDO**

Muestras	Grava 2 mm	A. gruesa 2-1 mm	A. media 1-0,5 mm	A. fina 0,5-0,2 mm	A. muy fina 0,2-0,05 mm	Fracción <0,06 mm
San Juan de Dios	17,10	20,03	15,64	17,69	16,69	12,85
Layos	16,40	21,45	16,05	19,17	15,99	10,94
Ajofrín	13,64	22,46	18,39	18,20	15,69	11,62
La Higuera	11,71	14,62	15,09	26,13	20,66	11,79
La Celada	11,68	13,66	12,54	26,09	25,03	11,00
Navahermosa	32,35	15,85	12,26	21,59	14,56	3,39
Corral de Cantos	4,74	2,94	3,43	27,93	46,87	14,09



En Toledo, Cuadro 4.41, están más repartidos los valores, con un 27,93% de arena fina y del 46,87% en arena muy fina en El Corral de Cantos.

Finalmente en Ciudad Real y Jaén, Cuadro 4.42, sucede como en León que los valores alcanzan el 53,90% en El Viso del Marqués y el 26,08% en Santa Elena, en las partículas de diámetro 0,5-0,2 mm (arena fina).

**CUADRO 4.42 DISTRIBUCIÓN GRANULOMÉTRICA % DE LAS ESTACIONES DE CIUDAD REAL Y JAÉN**

Muestras	Grava 2 mm	A. gruesa 2-1 mm	A. media 1-0,5 mm	A. fina 0,5-0,2 mm	A. muy fina 0,2-0,05 mm	Fracción <0,06 mm
El Viso del Marqués	6,36	3,65	4,00	53,90	26,78	5,31
Santa Elena-1	18,46	18,08	18,52	26,08	15,04	3,82
Santa Elena-2	19,12	19,51	17,70	26,08	13,24	4,35

**IV.2.1.7      Análisis granulométrico de la fracción arena**

Desde una óptica sedimentológica y según Asensio Amor (1970), en toda formación sedimentaria constituida por cantos, arenas, limos y arcilla, se considera de interés realizar un estudio granulométrico, es decir, un examen de la frecuencia con que se presentan estas fracciones detríticas.

Un método general que determine en conjunto todas las dimensiones, desde los elementos más gruesos (bloques) hasta los más finos (arcilla) no existe.

Nosotros hemos realizado el análisis granulométrico de la fracción arena. El análisis más utilizado para esta fracción es el tamizaje. La arcilla y el limo se determinaron por suspensión acuosa con el método denominado de la pipeta (Asensio Amor, 1947), visto en otro apartado de este capítulo. Cantos y bloques que ya requieren métodos particulares (Cailleux, 1947a; Tricart y Cailleux, 1953), han sido estudiados separadamente.

El estudio granulométrico de sedimentos detríticos responde según RIVIERE, 1952, a las siguientes preocupaciones:

- 1ª Llegar a resultados aislados y sencillos que reflejen el proceso genético de la formación que se estudia.
- 2ª Observar el proceso evolutivo de sedimentos mediante unos índices que manifiesten las condiciones del depósito.
- 3ª Estudiar las variaciones granulométricas que experimenta un conjunto sedimentario en función de una variable independiente.

De las muestras tomadas en el campo, una vez secadas a temperatura ambiente, se ha realizado un cuarteo, pesando 100 g que hemos metido en una estufa a 100°C. Posteriormente se ha eliminado la fracción limo más arcilla, lavando sobre un tamiz de 0,062 mm de luz de malla. Una vez lavadas, secas y pesadas las muestras, se ha procedido a su cernido utilizando un juego de tamices, superpuestos en orden decreciente de tamaño, y cuya luz de malla expresada en milímetros es: 2, 1, 0,50, 0,25, 0,125, 0,062 y 0,037.

Una vez tamizadas las muestras, se han pesado las fracciones que se van quedando retenidas según el diámetro, en los diferentes tamices y se expresan en porcentajes sobre el peso total de la muestra, calculando su tanto por ciento en peso y su tanto por ciento acumulado. Finalmente con los resultados del tamizado se representaron los distintos tipos de curvas, según métodos clásicos. Se deducen algunos parámetros, cuyos resúmenes se exponen en los Cuadros 4.43, 4.44, 4.45, 4.46 y 4.47 todos estos expresados en mm y 4.48, 4.49, 4.50, 4.51 y 4.52 en la escala  $\phi$ , e ilustran en las Figuras 4.68, 4.69, 4.70, 4.71, 4.72, 4.73, 4.74, 4.75 y 4.76 que se representan a escala semilogarítmica. Las gráficas muestran el desarrollo de las curvas construidas con los materiales recogidos en las diferentes áreas de estudio.

**CUADRO 4.43. PRINCIPALES ESTADÍSTICOS DE PARÁMETROS E ÍNDICES GRANULOMÉTRICOS EN mm LEÓN**

Muestras	P <sub>5</sub>	P <sub>10</sub>	P <sub>16</sub>	Q <sub>1</sub>	Q <sub>2</sub>	Q <sub>3</sub>	P <sub>84</sub>	P <sub>90</sub>	P <sub>95</sub>	S <sub>o</sub>	S <sub>o</sub> <sup>2</sup>	S <sub>k</sub>	K	D <sub>o</sub>	D <sub>g</sub>
El Espinal-1	1,57	1,14	0,87	0,61	0,24	0,14	0,10	0,07	0,05	2,07	4,32	1,47	0,21	0,14-0,61	1,06
El Espinal-2	1,72	1,44	1,10	0,80	0,29	0,14	0,10	0,07	0,05	2,33	5,45	1,33	0,24	0,14-0,80	1,36
Camposagrado	1,52	1,05	0,75	0,45	0,21	0,13	0,10	0,08	0,06	1,81	3,29	1,32	0,16	0,13-0,45	0,97
Villarroquel	1,78	1,56	1,30	0,95	0,39	0,14	0,09	0,07	0,05	2,56	6,59	0,89	0,27	0,14-0,95	1,49
Secarejo	1,56	1,13	0,86	0,59	0,24	0,16	0,13	0,10	0,07	1,90	3,62	1,59	0,20	0,16-0,59	1,03
La Velilla	1,31	0,90	0,68	0,44	0,21	0,13	0,10	0,07	0,05	1,79	3,23	1,33	0,18	0,13-0,44	0,82

Q<sub>2</sub> = Mediana

S<sub>o</sub> = Índice de clasificación o sorting

S<sub>k</sub> = Asimetría o sesgo

K = Angulosidad o Kurtosis

D<sub>o</sub> = Desviación intercuartilar

D<sub>g</sub> = Dispersión global

**CUADRO 4.44. PRINCIPALES ESTADÍSTICOS DE PARÁMETROS E ÍNDICES GRANULOMÉTRICOS EN mm SEGOVIA**

Muestras	P <sub>5</sub>	P <sub>10</sub>	P <sub>16</sub>	Q <sub>1</sub>	Q <sub>2</sub>	Q <sub>3</sub>	P <sub>84</sub>	P <sub>90</sub>	P <sub>95</sub>	S <sub>o</sub>	S <sub>o</sub> <sup>2</sup>	S <sub>k</sub>	K	D <sub>o</sub>	D <sub>g</sub>
Riaza-1	1,60	1,21	0,84	0,27	0,17	0,07	0,05	0,05	0,04	1,89	3,58	0,68	0,08	0,07-0,27	1,16
Riaza-2	1,77	1,55	1,29	0,91	0,27	0,11	0,07	0,05	0,04	2,87	8,27	1,33	0,26	0,11-0,91	1,49
Riaza-3	1,73	1,47	1,15	0,80	0,24	0,11	0,08	0,06	0,05	2,68	7,17	1,47	0,24	0,11-0,80	1,40
Los Llanos	1,65	1,30	0,94	0,61	0,22	0,10	0,07	0,05	0,04	2,43	5,92	1,31	0,20	0,10-0,61	1,24

CUADRO 4.45. PRINCIPALES ESTADÍSTICOS DE PARÁMETROS E ÍNDICES GRANULOMÉTRICOS EN mm GUADALAJARA

Muestras	P <sub>5</sub>	P <sub>10</sub>	P <sub>15</sub>	Q <sub>1</sub>	Q <sub>2</sub>	Q <sub>3</sub>	P <sub>84</sub>	P <sub>90</sub>	P <sub>95</sub>	S <sub>0</sub>	S <sub>0</sub> <sup>2</sup>	S <sub>k</sub>	K	D <sub>c</sub>	D <sub>g</sub>
Gascuña-Hiendelaencia	1,67	1,34	0,94	0,60	0,17	0,09	0,07	0,06	0,04	2,55	6,53	1,73	0,19	0,09-0,60	1,28
Robledo de Corps-Atienza	1,73	1,46	1,13	0,80	0,21	0,09	0,07	0,05	0,04	2,91	8,50	1,82	0,25	0,09-0,80	1,40
Hiendelaencia	1,43	0,95	0,74	0,47	0,22	0,12	0,09	0,07	0,05	1,91	3,67	1,20	0,19	0,12-0,47	0,88
Puebla de Valles	1,63	1,27	0,93	0,68	0,27	0,11	0,07	0,05	0,04	2,40	5,76	1,08	0,23	0,11-0,68	1,21
Casa de Uceda	1,36	0,89	0,57	0,35	0,16	0,08	0,06	0,05	0,04	1,99	3,98	1,14	0,15	0,08-0,35	0,83
Matarrubia	1,44	0,94	0,61	0,33	0,15	0,08	0,07	0,05	0,04	1,95	3,80	1,19	0,14	0,08-0,33	0,88
El Casar de Talamanca-Sup	1,08	0,73	0,44	0,22	0,10	0,06	0,05	0,04	0,04	1,95	3,82	1,35	0,12	0,06-0,22	0,68
El Casar de Talamanca-Inf	1,61	1,22	0,88	0,55	0,18	0,07	0,05	0,05	0,04	2,62	6,91	1,25	0,20	0,07-0,55	1,17
Fuentelahiguera	1,56	1,13	0,85	0,56	0,21	0,09	0,07	0,05	0,04	2,37	5,63	1,26	0,21	0,09-0,56	1,07
Viñuelas	1,46	1,28	0,94	0,68	0,24	0,10	0,07	0,06	0,04	2,51	6,33	1,75	0,23	0,10-0,18	1,22
Mesones	1,84	1,68	1,50	1,21	0,47	0,13	0,08	0,05	0,04	3,04	9,28	0,69	0,33	0,13-1,21	1,62

**CUADRO 4.46. PRINCIPALES ESTADÍSTICOS DE PARÁMETROS E ÍNDICES GRANULOMÉTRICOS EN mm TOLEDO**

Muestras	$P_5$	$P_{10}$	$P_{16}$	$Q_1$	$Q_2$	$Q_3$	$P_{84}$	$P_{90}$	$P_{95}$	$S_o$	$S_o^2$	$S_k$	K	$D_c$	$D_g$
San Juan de Díos	1,70	1,41	1,06	0,53	0,29	0,10	0,07	0,05	0,04	2,23	4,98	0,67	0,15	0,10-0,53	1,35
Layos	1,69	1,39	1,02	0,79	0,31	0,11	0,08	0,06	0,04	2,60	6,81	0,97	0,25	0,11-0,79	1,32
Ajofrón	1,63	1,26	0,82	0,74	0,31	0,11	0,07	0,05	0,04	2,54	6,45	0,89	0,26	0,11-0,74	1,20
La Higuera	1,57	1,14	0,85	0,54	0,20	0,10	0,07	0,05	0,04	2,30	5,33	1,27	0,20	0,10-0,54	1,08
La Celada	1,57	1,14	0,84	0,51	0,19	0,09	0,07	0,06	0,04	2,29	5,27	1,35	0,19	0,09-0,51	1,08
Navahermosa	1,84	1,69	1,50	1,22	0,46	0,16	0,11	0,09	0,06	2,72	7,40	0,94	0,33	0,16-1,22	1,60
Corral de Cantos	0,95	0,33	0,22	0,18	0,11	0,07	0,06	0,05	0,04	1,56	2,45	1,18	0,20	0,07-0,18	0,27

**CUADRO 4.47. PRINCIPALES ESTADÍSTICOS DE PARÁMETROS E ÍNDICES GRANULOMÉTRICOS EN mm CIUDAD REAL - JAÉN**

Muestras	$P_5$	$P_{10}$	$P_{16}$	$Q_1$	$Q_2$	$Q_3$	$P_{84}$	$P_{90}$	$P_{95}$	$S_o$	$S_o^2$	$S_k$	K	$D_c$	$D_g$
El Viso del Marqués	1,21	0,50	0,24	0,22	0,29	0,10	0,08	0,13	0,06	1,43	2,06	0,28	0,15	0,10-0,22	0,50
Santa Elena-1	1,72	1,45	1,13	0,81	0,31	0,15	0,11	0,08	0,06	2,30	5,30	1,24	0,24	0,15-0,81	1,37
Santa Elena-2	1,73	1,47	1,16	0,84	0,33	0,16	0,11	0,08	0,06	2,30	5,29	1,18	0,24	0,16-0,84	1,38

**CUADRO 4.48. PRINCIPALES ESTADÍSTICOS DE PARÁMETROS E ÍNDICES GRANULOMÉTRICOS EN ESCALA  $\varphi$  LEÓN**

Muestras	$P_5$	$P_{10}$	$P_{15}$	$Q_1$	$Q_2$	$Q_3$	$P_{84}$	$P_{90}$	$P_{95}$	$S_k$	$K_g$
El Espinal-1	-0,65	-0,19	0,19	0,71	2,04	2,82	3,26	3,65	4,08	-0,82	-0,91
El Espinal-2	-0,78	-0,52	-0,14	0,31	1,74	2,76	3,25	3,69	4,14	-0,70	-0,82
Camposagrado	-0,61	-0,07	0,39	1,12	2,19	2,85	3,24	3,63	4,05	-0,92	-1,11
Villarroquel	-0,83	-0,64	-0,38	0,06	1,34	2,79	3,34	3,78	4,20	-0,64	-0,75
Secarejo	-0,65	-0,18	0,20	0,74	2,01	2,60	2,89	3,22	3,68	-0,83	-0,95
La Velilla	-0,38	0,15	0,54	1,17	2,22	2,86	3,26	3,66	4,09	-1,02	-1,08

**CUADRO 4.49. PRINCIPALES ESTADÍSTICOS DE PARÁMETROS E ÍNDICES GRANULOMÉTRICOS EN ESCALA  $\varphi$  SEGOVIA**

Muestras	$P_5$	$P_{10}$	$P_{15}$	$Q_1$	$Q_2$	$Q_3$	$P_{84}$	$P_{90}$	$P_{95}$	$S_k$	$K_g$
Riaza-1	-0,68	-0,27	0,24	1,83	2,48	3,67	4,10	4,31	4,51	-0,77	-1,15
Riaza-2	-0,83	-0,63	-0,36	0,12	1,85	3,17	3,70	4,09	4,38	-0,62	-0,70
Riaza-3	-0,79	-0,55	-0,20	0,30	2,00	3,15	3,59	3,99	4,31	-0,65	-0,73
Los Llanos	-0,72	-0,38	0,08	0,69	2,17	3,26	3,78	4,13	4,40	-1,01	-0,81

**CUADRO 4.50. PRINCIPALES ESTADÍSTICOS DE PARÁMETROS E ÍNDICES GRANULOMÉTRICOS EN ESCALA  $\varphi$  GUADALAJARA**

Muestras	$P_5$	$P_{10}$	$P_{16}$	$Q_1$	$Q_2$	$Q_3$	$P_{84}$	$P_{90}$	$P_{95}$	$S_L$	$K_g$
Gascueña-Hiendelaencina	-0,74	-0,42	0,07	0,72	2,47	3,43	3,76	4,01	4,33	-0,72	-0,76
Robledo de Corpes-Atienza	-0,79	-0,54	-0,18	0,31	2,20	3,40	3,82	4,12	4,40	-0,65	-0,50
Hiendelaencina	-0,51	0,06	0,41	1,06	2,14	2,94	3,36	3,72	4,10	-0,93	-1,00
Puebla de Valles	-0,71	-0,35	0,09	0,55	1,87	3,08	3,64	4,08	4,37	-0,78	-0,82
Casa de Uceda	-0,45	0,16	0,79	1,49	2,58	3,49	3,88	4,15	4,42	-1,05	-1,00
Matarrubia	-0,52	0,08	0,69	1,55	2,65	3,48	3,83	4,09	4,39	-0,99	-1,04
El Casar de Talamanca-Sup	-0,12	0,44	1,17	2,12	3,30	4,05	4,27	4,43	4,58	-1,18	-0,99
El Casar de Talamanca-Inf	-0,68	-0,29	0,17	0,85	2,41	3,64	4,08	4,30	4,51	-0,75	-0,76
Fuentelahiguera	-0,64	-0,18	0,22	0,83	2,25	3,32	3,77	4,09	4,39	-0,80	-0,82
Viñuelas	-0,55	-0,36	0,08	0,54	2,05	3,20	3,67	4,05	4,36	-0,77	-0,75
Mesones	-0,88	-0,75	-0,58	-0,28	1,06	2,92	3,59	4,09	4,38	-0,61	-0,67

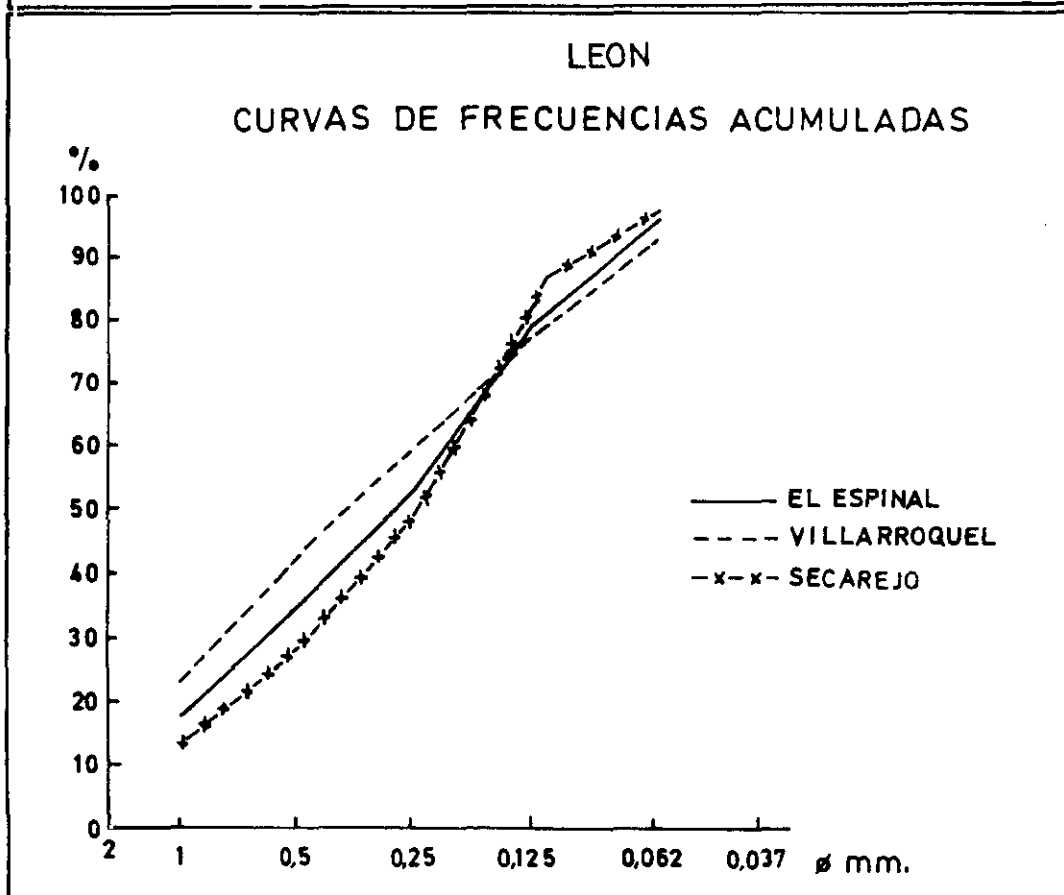
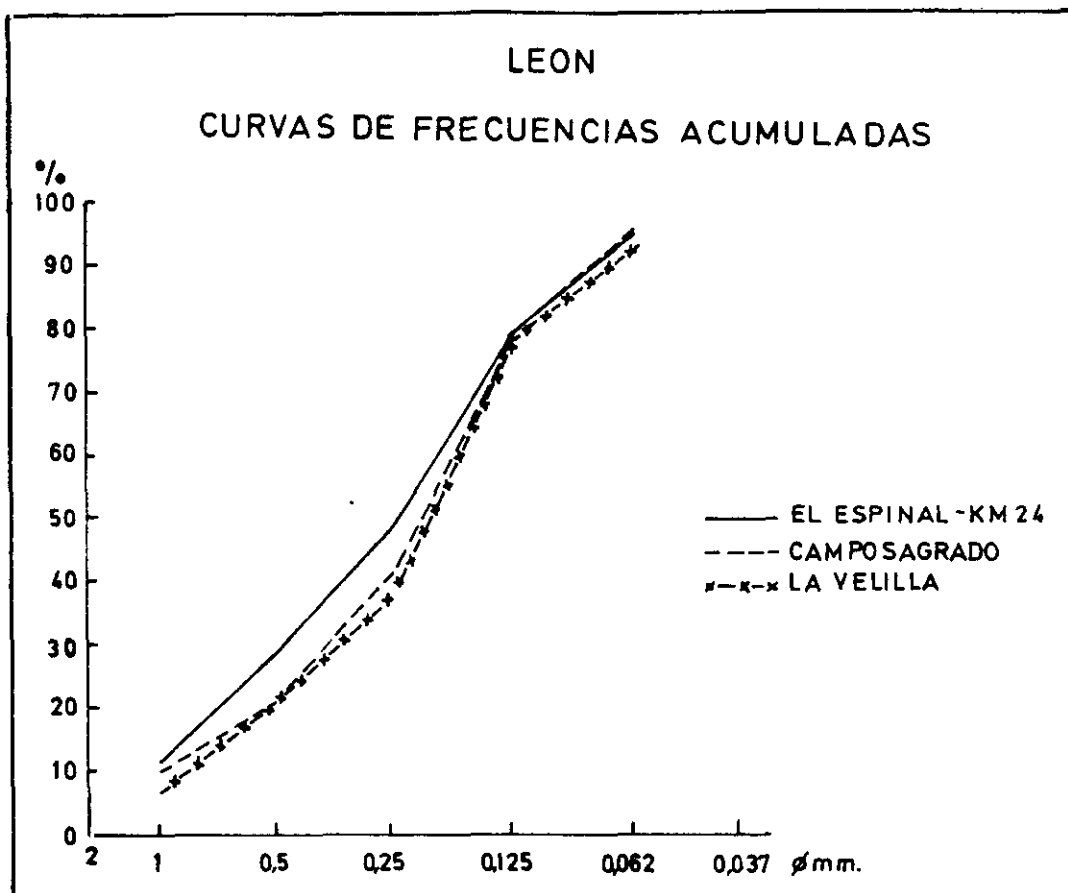
**CUADRO 4.51. PRINCIPALES ESTADÍSTICOS DE PARÁMETROS E ÍNDICES GRANULOMÉTRICOS EN ESCALA  $\varphi$  TOLEDO**

Muestras	$P_5$	$P_{10}$	$P_{16}$	$Q_1$	$Q_2$	$Q_3$	$P_{84}$	$P_{90}$	$P_{95}$	$S_k$	$K_g$
San Juan de Dios	-0,77	-0,50	-0,08	0,89	1,76	3,21	3,75	4,12	4,40	-0,71	-0,91
Layos	-0,76	-0,47	-0,03	0,32	1,68	3,09	3,60	4,04	4,35	-0,74	-0,75
Ajofrín	-0,70	-0,34	0,27	0,42	1,68	3,11	3,65	4,07	4,37	-0,85	-0,77
La Higuera	-0,65	-0,19	0,22	0,87	2,25	3,28	3,74	4,08	4,38	-0,80	-0,85
La Celada	-0,65	-0,19	0,24	0,96	2,38	3,36	3,74	4,04	4,35	-0,91	-0,85
Navahermosa	-0,88	-0,75	-0,59	-0,29	1,10	2,59	3,10	3,46	3,85	-0,56	-0,67
Corral de Cantos	0,06	1,59	2,13	2,41	3,18	3,70	3,95	4,17	4,43	-2,33	-1,38

**CUADRO 4.52. PRINCIPALES ESTADÍSTICOS DE PARÁMETROS E ÍNDICES GRANULOMÉTRICOS EN ESCALA  $\varphi$  CIUDAD REAL Y JAÉN**

Muestras	$P_5$	$P_{10}$	$P_{16}$	$Q_1$	$Q_2$	$Q_3$	$P_{84}$	$P_{90}$	$P_{95}$	$S_k$	$K_g$
El Viso del Marqués	-0,27	0,99	2,02	2,15	1,77	3,20	3,52	2,87	4,02	-2,47	-1,68
Santa Elena-1	-0,79	-0,54	-0,18	0,28	1,65	2,69	3,14	3,50	3,90	-0,67	-0,79
Santa Elena-2	-0,79	-0,56	-0,21	0,23	1,55	2,63	3,09	3,49	3,94	-0,67	-0,80





Figuras 4.68 y 4.69 Curvas acumulativas correspondientes a las muestras estudiadas

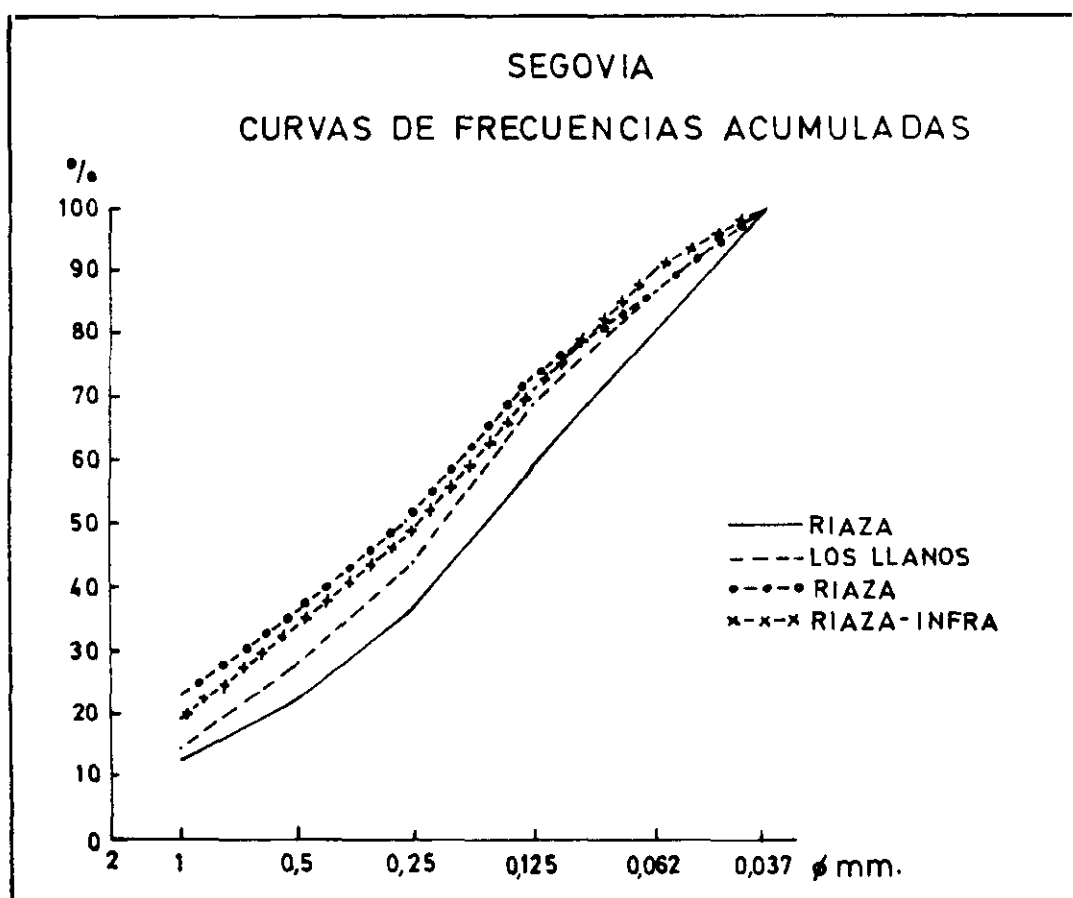
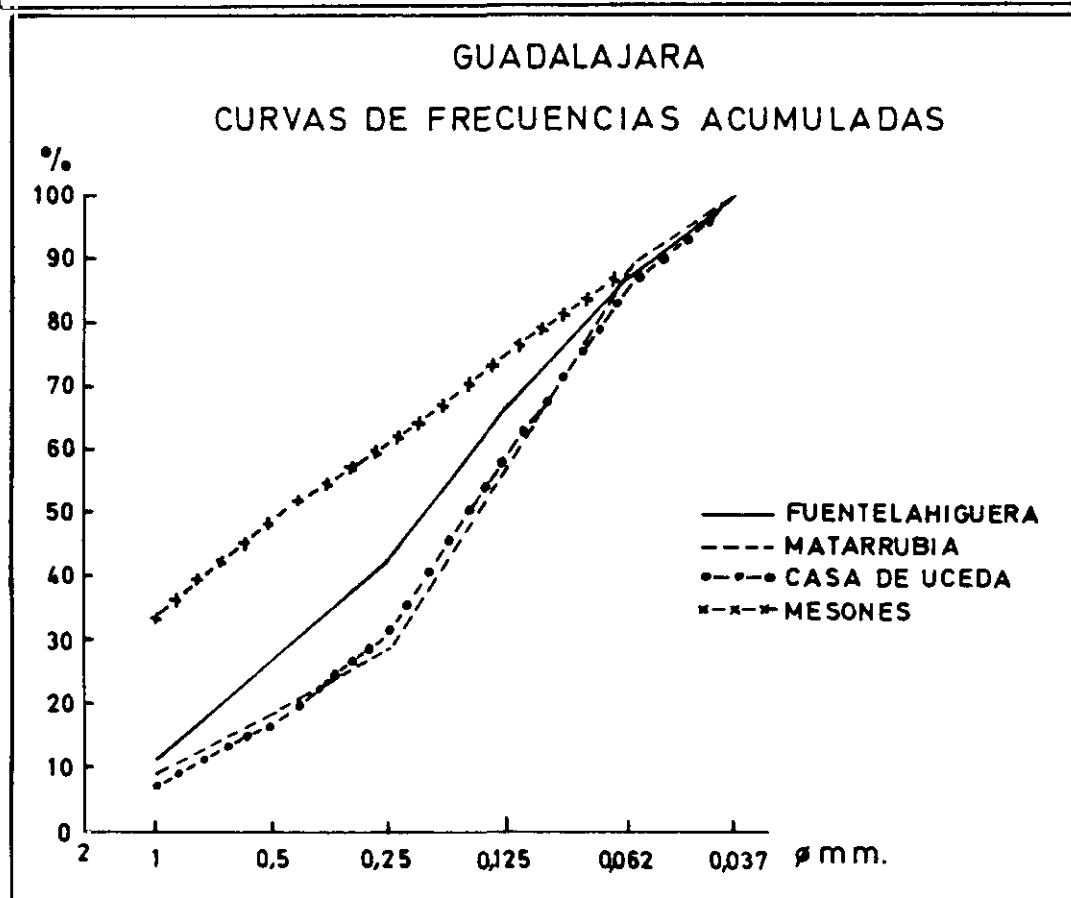
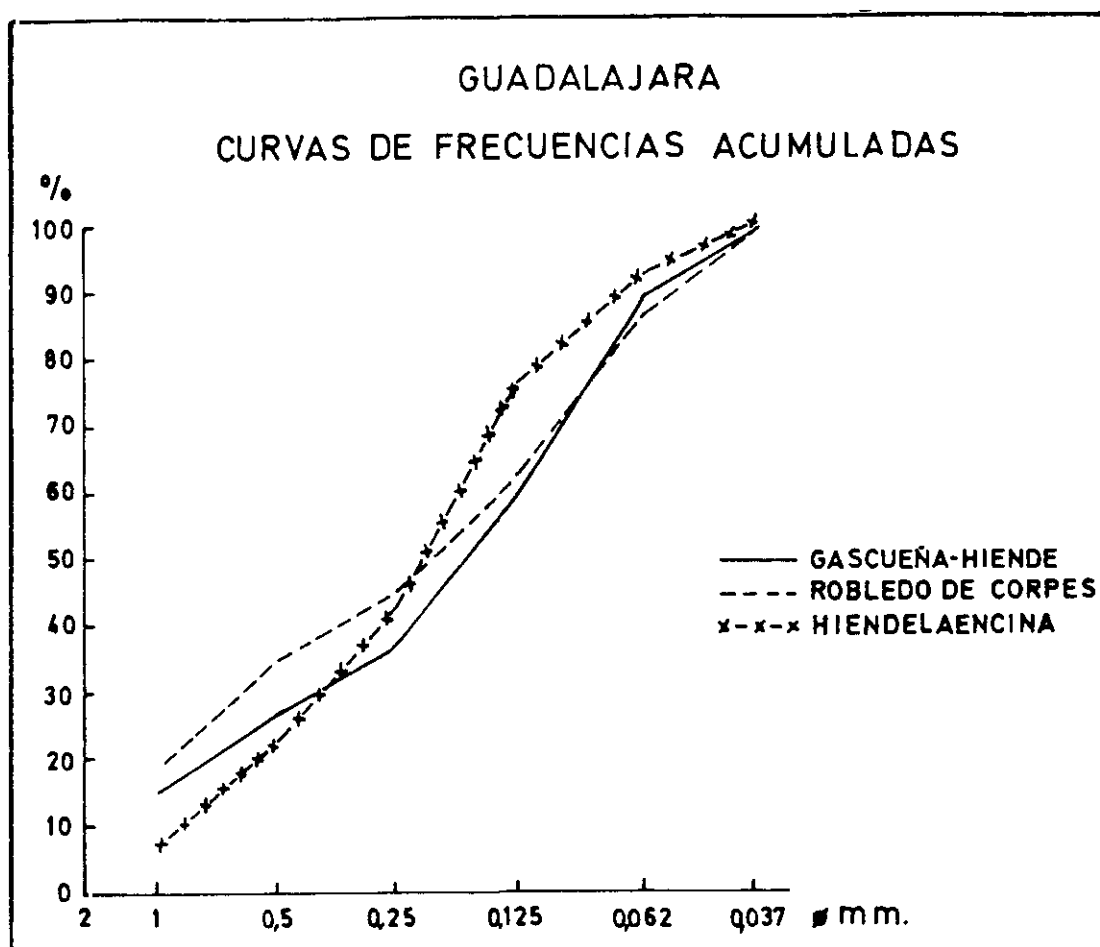


Figura 4.70 Curvas acumulativas correspondientes  
a las muestras estudiadas



Figuras 4.71 y 4.72 Curvas acumulativas correspondientes a las muestras estudiadas

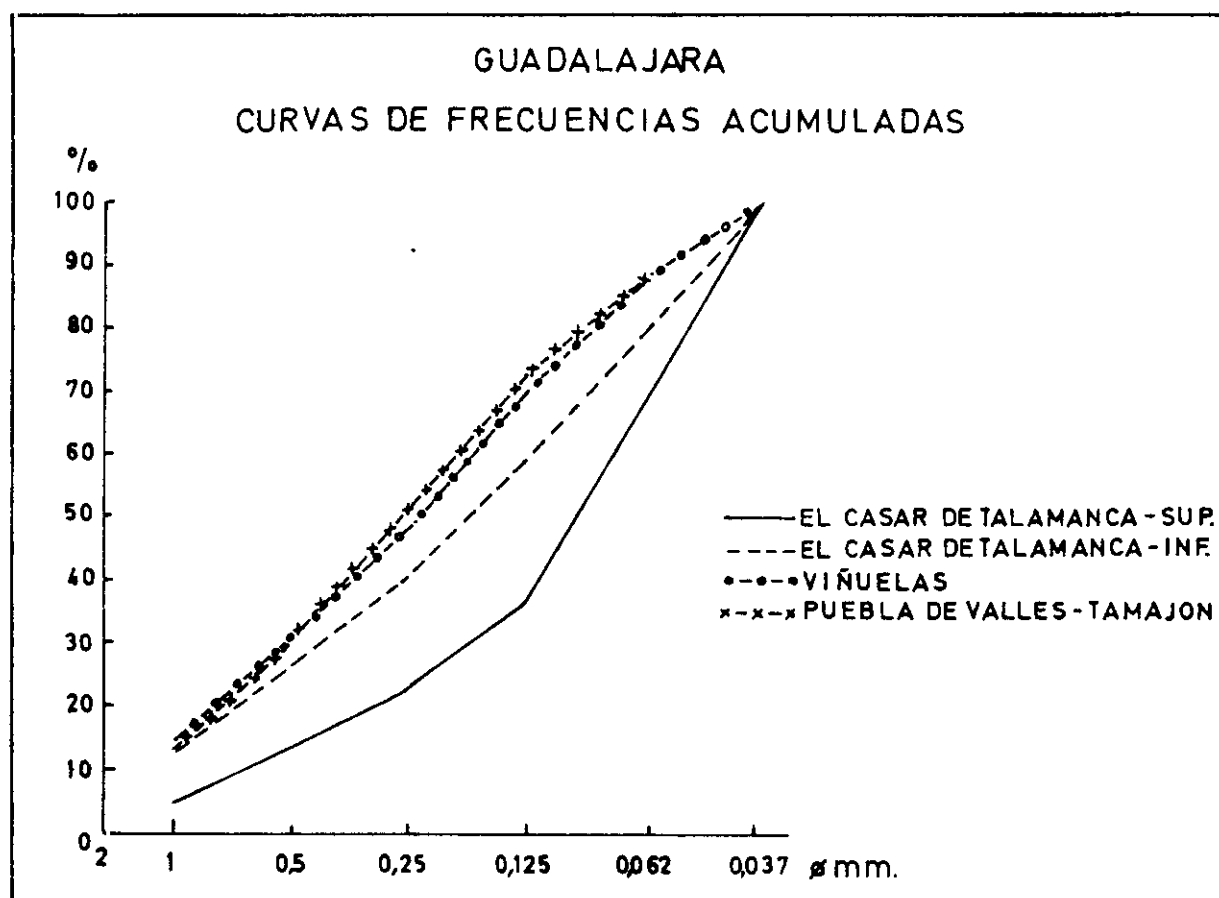
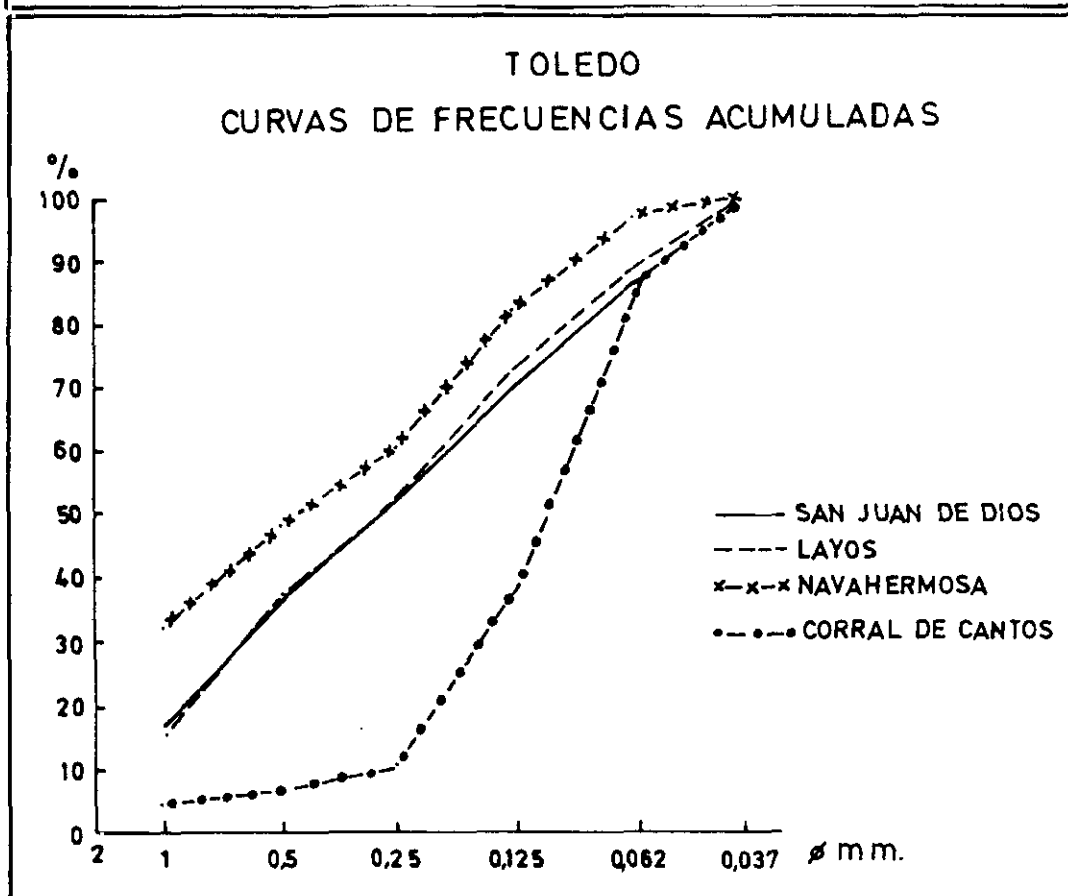
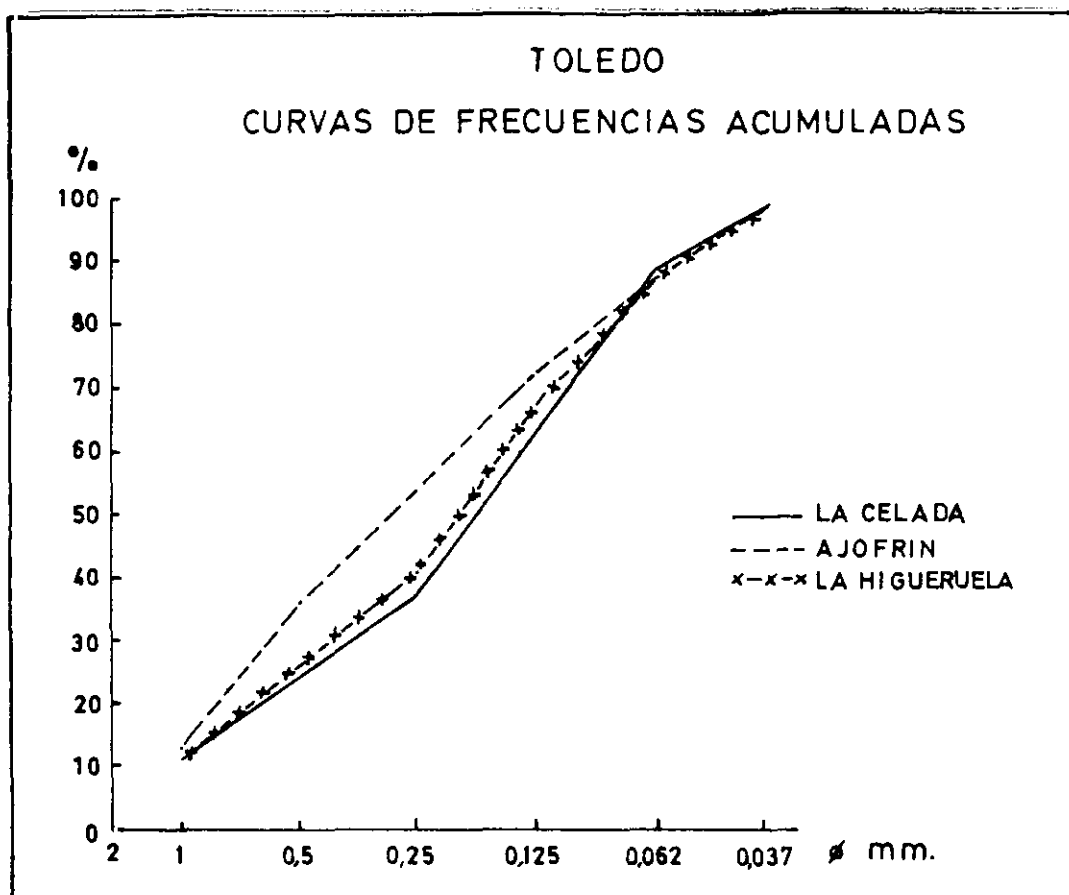


Figura 4.73 Curvas acumulativas correspondientes  
a las muestras estudiadas



Figuras 4.74 y 4.75 Curvas acumulativas correspondientes a las muestras estudiadas

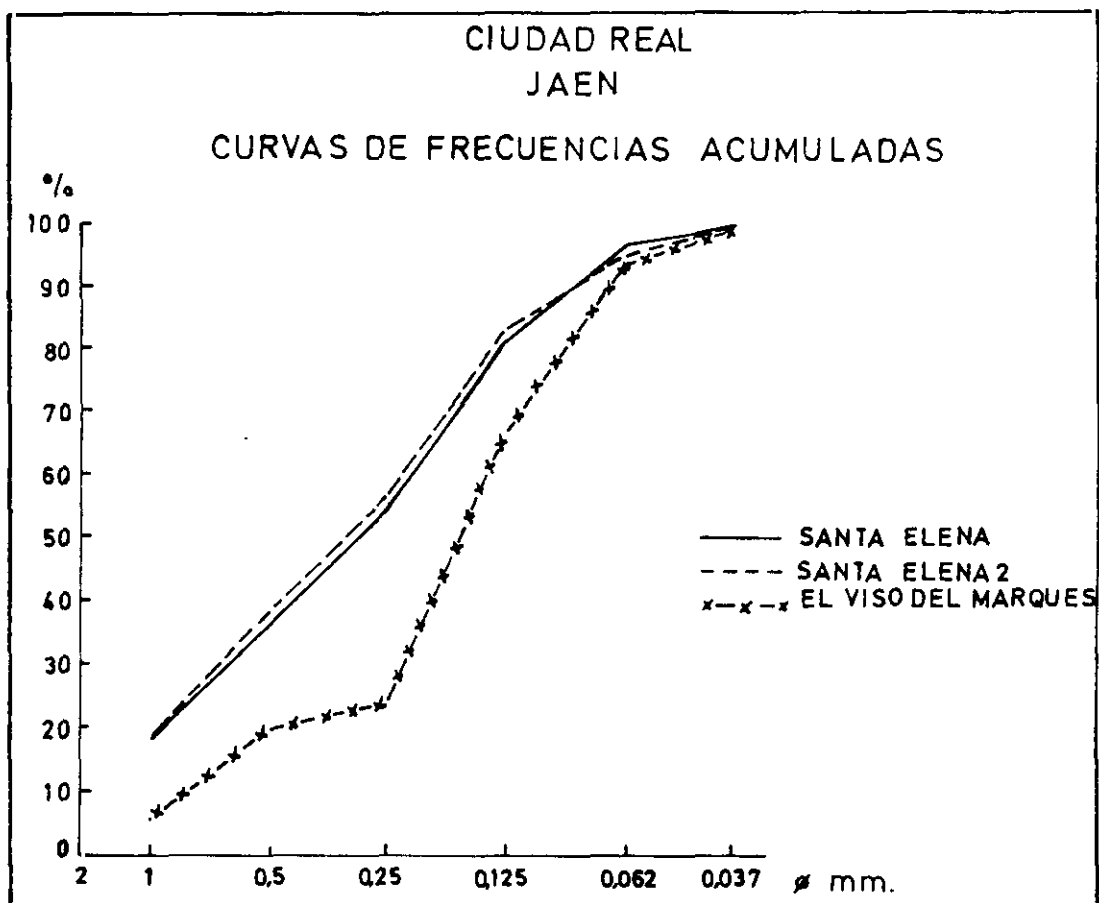


Figura 4.76 Curvas acumulativas correspondientes  
a las muestras estudiadas

#### IV.2.1.7.1 Curvas de frecuencias acumuladas

Es de gran interés en toda representación gráfica, conocer el tanto por ciento o la frecuencia de una clase cualquiera comprendida entre los dos límites de la variable  $X$ , o bien saber algunas características que corresponden a las clases que se encuentran por encima o por debajo del valor de una clase determinada. El histograma no acusa todo esto con rapidez y por ello se prefiere el modo de representación denominado curva de frecuencias acumuladas, pues, además, tiene la ventaja de poder operar con dimensiones de la variable  $X$  muy desiguales. El proceso de acumulación no es más que una sencilla suma. La gráfica de frecuencias acumuladas es también una función continua de una variable que permite observar directamente valores intermedios de ésta.

Las curvas acumulativas se han dibujado sobre papel semilogarítmico para una mejor interpretación y, sobre ellas, se han deducido los valores de los cuartiles  $Q_1$ ,  $Q_2$  y  $Q_3$ , así como los percentiles  $P_5$ ,  $P_{10}$ ,  $P_{16}$ ,  $P_{84}$ ,  $P_{90}$  y  $P_{95}$ . A partir de ellos se han obtenido los índices de clasificación de Trask ( $S_o$ ), y de heterometría intercuartilar ( $S_k$ ).

La interpretación de los datos se hace a través de los siguientes parámetros e índices más característicos, sobre los que fundamentamos las consideraciones finales:

Mediana o tamaño de grano que separa el 50% en peso de la muestra y que corresponde a  $Q_2$ . Por extensión del concepto mediana se pueden determinar los valores que dividen a los datos en cuatro partes iguales (cuartiles). Estos valores se representan por  $Q_1$ ,  $Q_2$ , anteriormente citado, y  $Q_3$ , cuartiles primero y tercero, que separan el 25% y 75% en peso, respectivamente, y con ellos los índices de selección o clasificación de Trask, (1932)  $S_o = Q_3/Q_1$ ; Sesgo o asimetría,  $S_k = Q_1 \cdot Q_3/Q_2$ , que es el grado de asimetría o falta de simetría. Finalmente la Curtosis,  $K = Q_3 - Q_1/2(P_{90} - P_{10})$ . Con los datos obtenidos se han elaborado los cuadros anteriormente citados, y con estos índices junto con la interpretación de las curvas acumulativas se

establecerá la génesis, las condiciones de sedimentación y el proceso evolutivo de los materiales.

#### IV.2.1.7.1.1 *INTERPRETACIÓN DE LAS CURVAS ACUMULADAS*

Las curvas acumulativas presentan un aspecto típico para cada una de las áreas de estudio, obteniéndose de su estudio las diferencias energéticas del medio de transporte en los distintos puntos de evolución de cada tramo. Asimismo, el estudio de las medianas e índices granulométricos marcan diferencias claras de selección y asimetría.

##### A) CURVAS DE LEÓN

Al observar las gráficas de las curvas acumuladas que pertenecen a las muestras extraídas en la zona de León, Figura 4.77 podemos decir, que son curvas que tienen todas ellas forma de ese o sigmoidales, salvo una la que pertenece a la estación de Villarroquel, que tiene forma logarítmica. Las de forma en ese implican una acción selectiva de material realizada por el agente de transporte, lo cual pone de manifiesto que son propias de las acumulaciones libres depositadas por disminución de la competencia del medio de transporte. Suelen obtenerse a partir de materiales arenosos estratificados. La logarítmica presenta la particularidad de que todos los tamices poseen cantidades casi idénticas de material. No ha habido, por lo tanto, ninguna acción selectiva del material.

Estas curvas pueden corresponder a arenas de desagregación de granito (lo que no es nuestro caso), etc., o a material transportado en "montón", sin apenas intervención del agua: coladas de solifluxión, morrenas, etc.

El estudio de la distribución granulométrica de los materiales, los hemos diferenciado en tres niveles fundamentales, correspondiendo al inferior los materiales más gruesos, en el nivel intermedio la arena fina y finalmente el techo o nivel superior, que coincide con los de menores dimensiones.



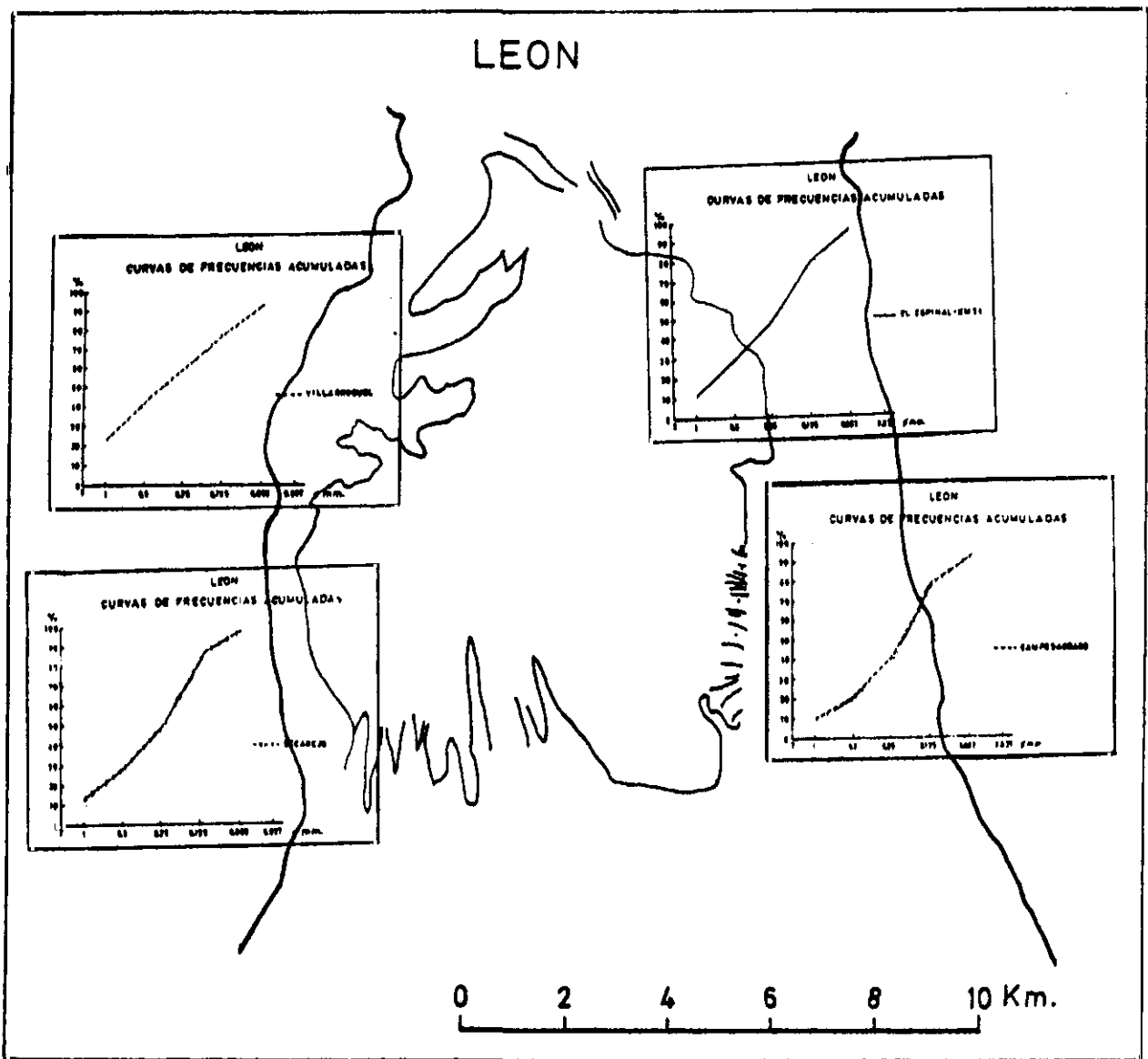


Figura 4.77 Curvas de León

En León el nivel inferior presenta una acumulación de material en la fase arenosa gruesa, con porcentajes que normalmente oscilan entre el 25 y 30% del total de la muestra.

El nivel intermedio ofrece las proporciones más elevadas en la arena fina, hallándose su porcentaje medio próximo al 55%.

En el nivel superior, se observa un predominio de los materiales más finos, constituidos por limo y arcilla, que llegan a un 20% aproximadamente, a excepción de Secarejo que es inferior.

En las Figuras 4.68 y 4.69, podemos ver una primera inflexión, ascendente de izquierda a derecha, que coincide con el tamaño comprendido en la dimensión de 0,25 mm de diámetro, desde donde la elevación se verifica más rápidamente, alcanzando la segunda inflexión aproximadamente alrededor de 0,125 mm.

#### B) CURVAS DE SEGOVIA

Las curvas que corresponden a la zona de Riaza (Segovia), Figuras 4.70 y 4.78, tienen tres de ellas forma de ese o sigmoidales, y otra forma parabólica.

La distribución granulométrica presenta algunas diferencias con las anteriores, el nivel inferior, está entre un 25 y 30%, el nivel intermedio entre un 35 y 40%, y el nivel superior entre un 25 y 30%.

#### C) CURVAS DE GUADALAJARA

Las de la zona de Guadalajara, que pertenecen al área norte, Figuras 4.71 y 4.79 todas las curvas tienen forma de ese, con una inflexión principal, más o menos enmascarada, ascendente de izquierda a derecha, coincidiendo con el tamaño de 0,25 mm. Esto puede ser debido a dos cosas: a) una selección de tamaños por alteración de los materiales de la roca madre y b) una selección por el transporte. En las Figuras

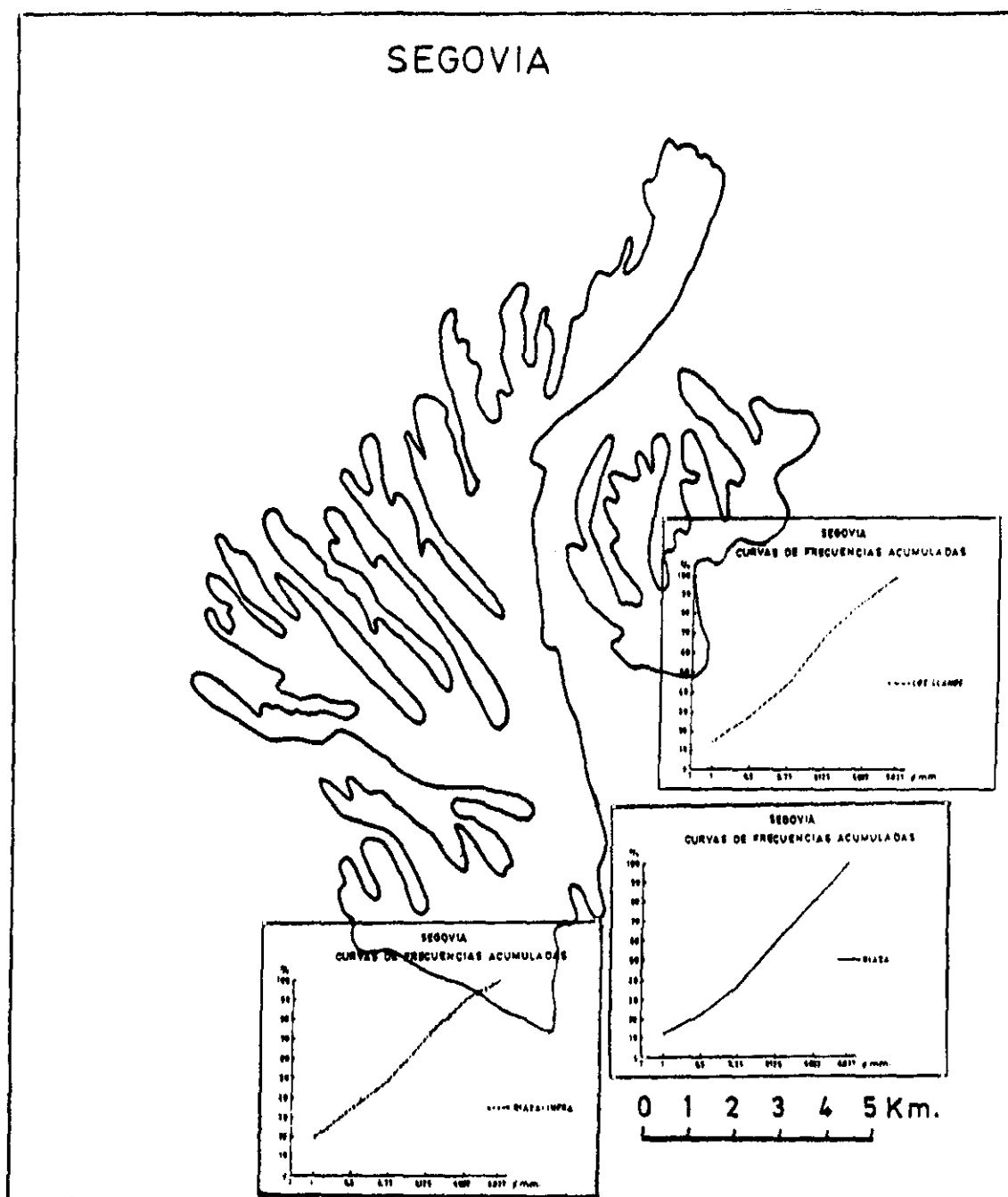


Figura 4.78 Curvas de Segovia

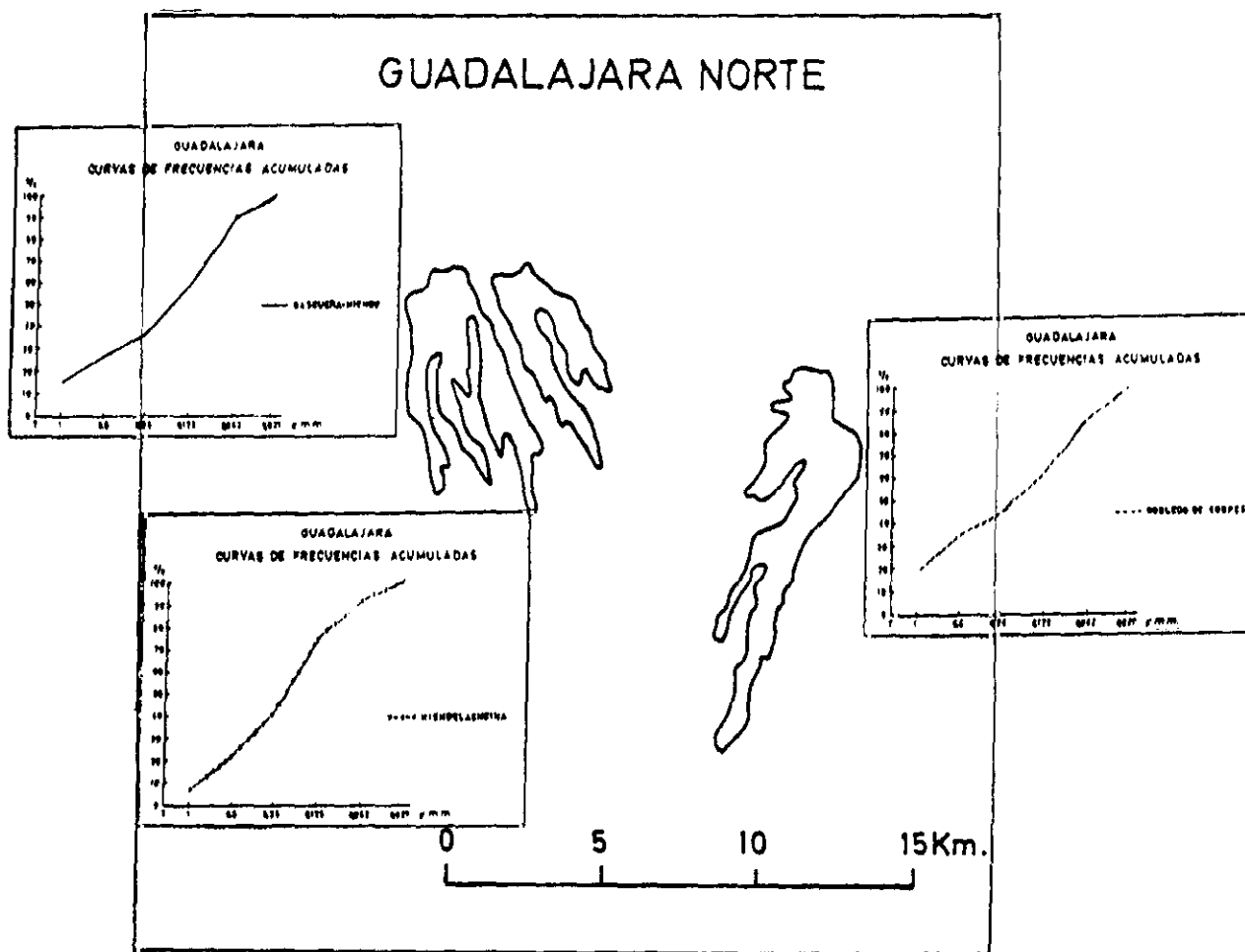


Figura 4.79 Curvas de Guadalajara N

4.72 y 4.80, tres de ellas con forma de ese o sigmoidales y una cuarta con forma logarítmica. Las Figuras 4.73 y 4.81 con tres de forma logarítmica y una parabólica de "acumulaciones forzadas" por la presencia de un obstáculo en el transporte del material: aportes de un afluente en su confluencia con el río principal, fuerte disminución de la pendiente, marmitas, etc. (Tricart, 1959, 1960 y 1961), lo cual indica una dinámica particular donde la fracción más fina ha continuado su transporte aguas abajo, mientras que las arenas gruesas han quedado inmovilizadas.

La distribución granulométrica presenta algunas diferencias, en primer lugar en las estaciones situadas al norte. El material grueso y de arenas finas estaría comprendido alrededor de un valor del 30% en ambas fracciones, y los más finos entre un 36 a 40%.

Más hacia el sur sigue habiendo diferencias que oscilan entre un 15 y 45% para la fracción gruesa, entre un 30 y 45% para arenas finas y entre un 25 y 50% para más finas.

A grandes rasgos en las curvas de las Figuras 4.71, 4.72 y 4.73, se puede apreciar inflexiones en los tamaños que coincide con 0,25, 0,125 y 0,062 mm en algunas de ellas.

#### D) CURVAS DE TOLEDO

Las de Toledo Figuras 4.74, 4.75, 4.82 y 4.83, están muy repartidas por su forma, pues unas tienen forma de ese, otras logarítmicas e hiperbólicas, esta última indica una paralización por decantación o gravedad. Son típicas de cubetas lacustres y estuarios. Se vuelve a dar en algunas las inflexiones 0,25 y 0,062 mm.

En estas curvas las fracciones granulométricas, están repartidas entre 25 y 35% para los tamaños más gruesos, las arenas finas entre 30 y 35 % y los limos y arcillas entre 25 y 30%, salvo una estación que llega al 60% en este tramo superior.

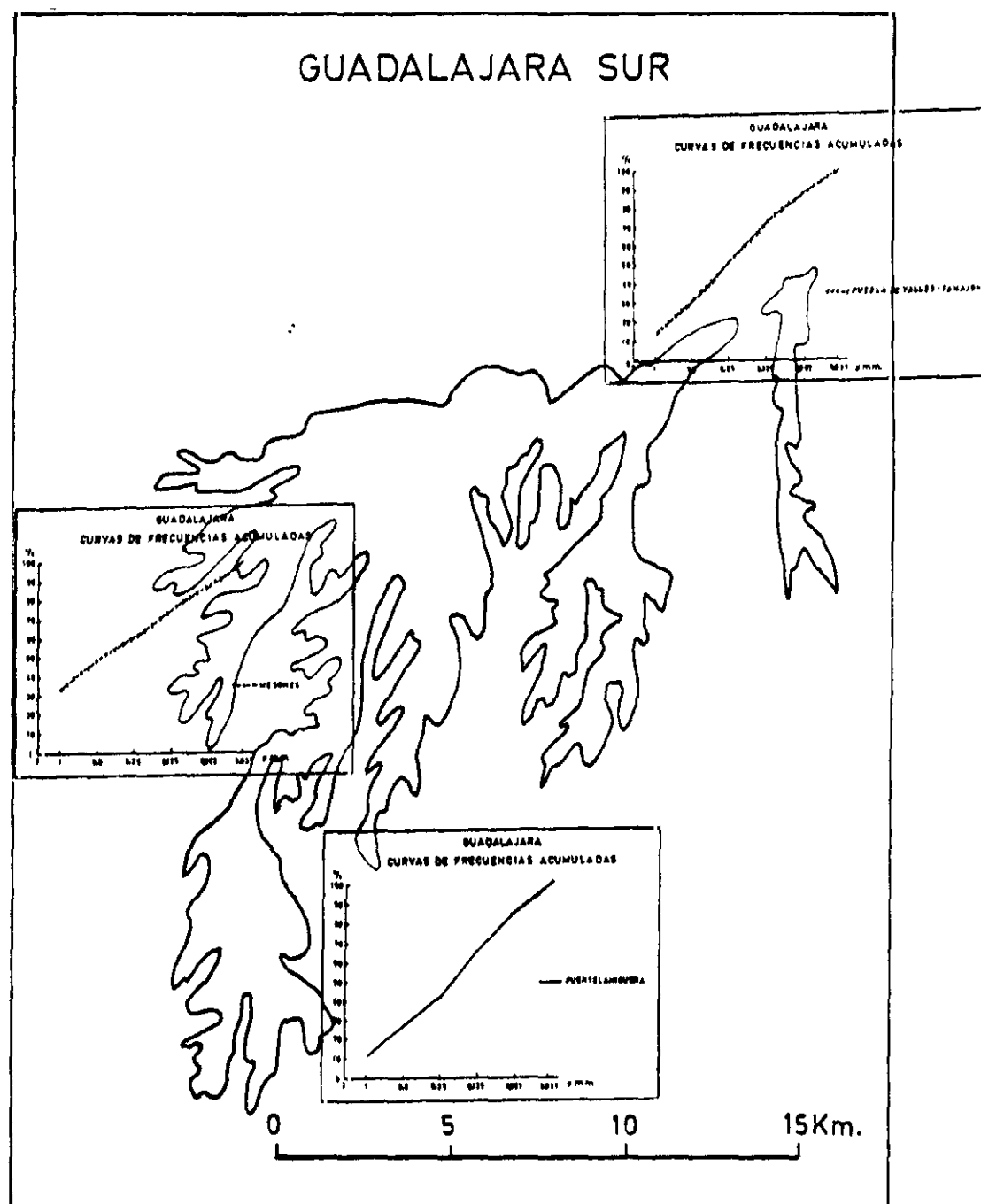


Figura 4.80 Curvas de Guadalajara S

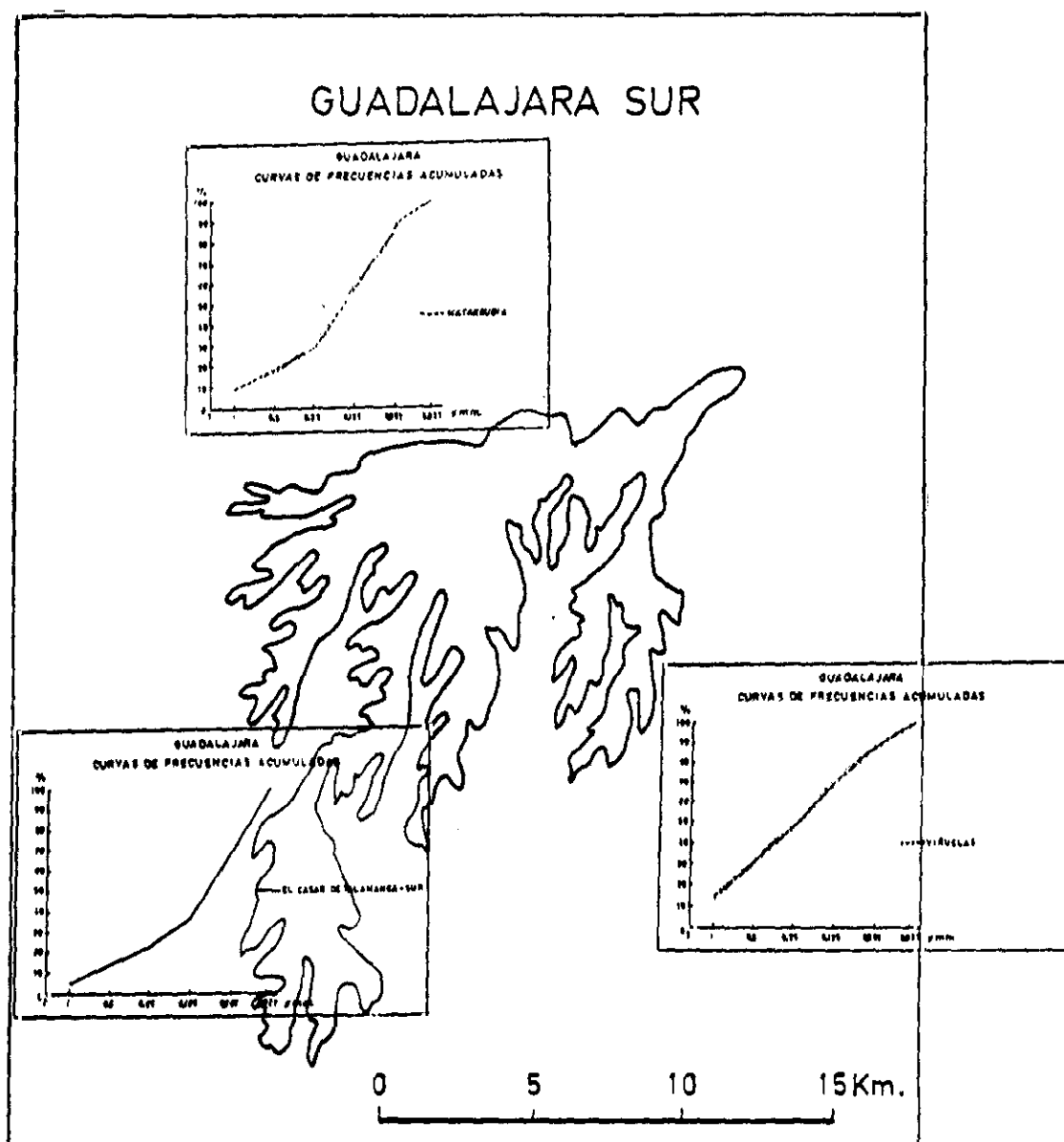


Figura 4.81 Curvas de Guadalajara S

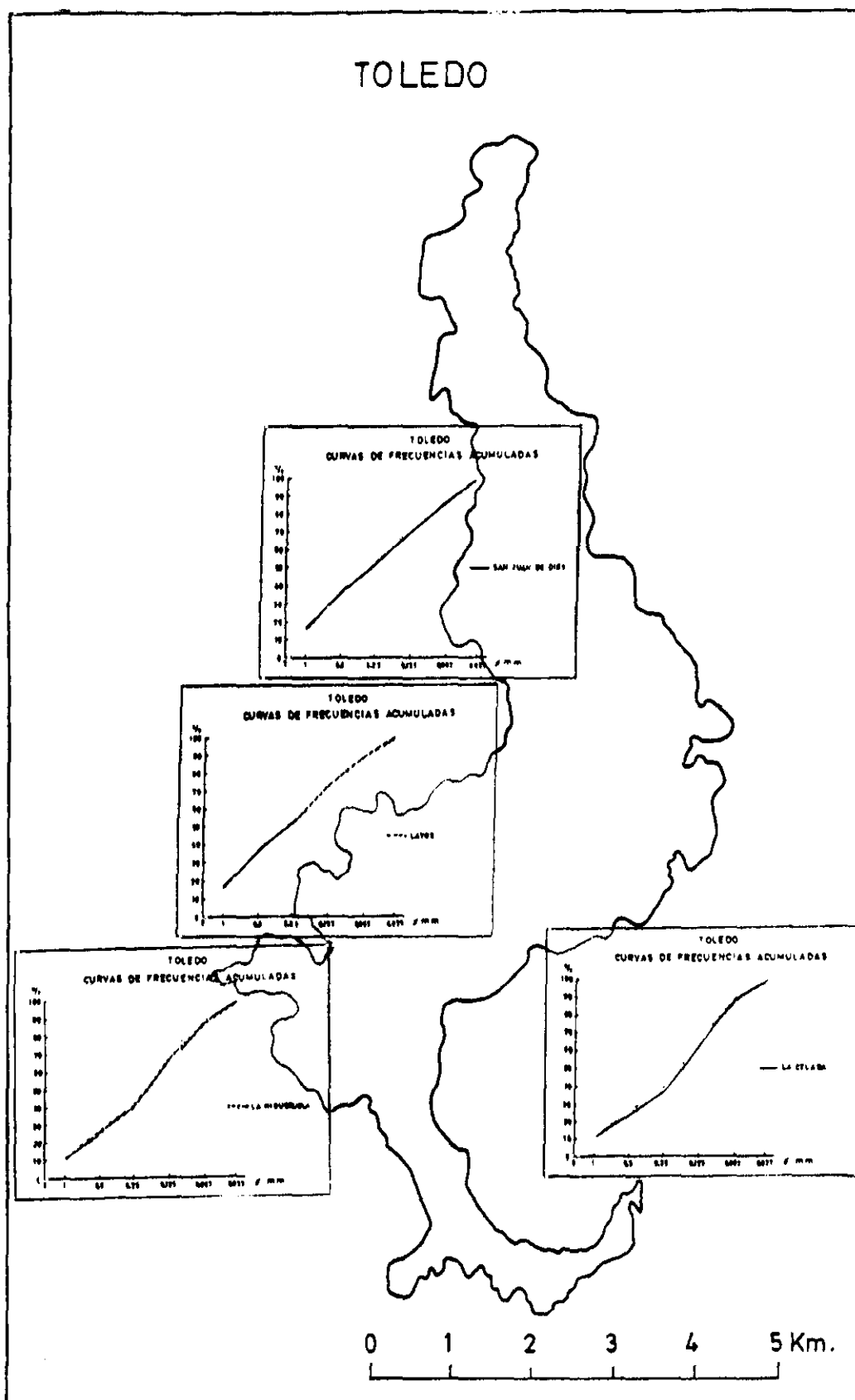


Figura 4.82 Curvas de Toledo



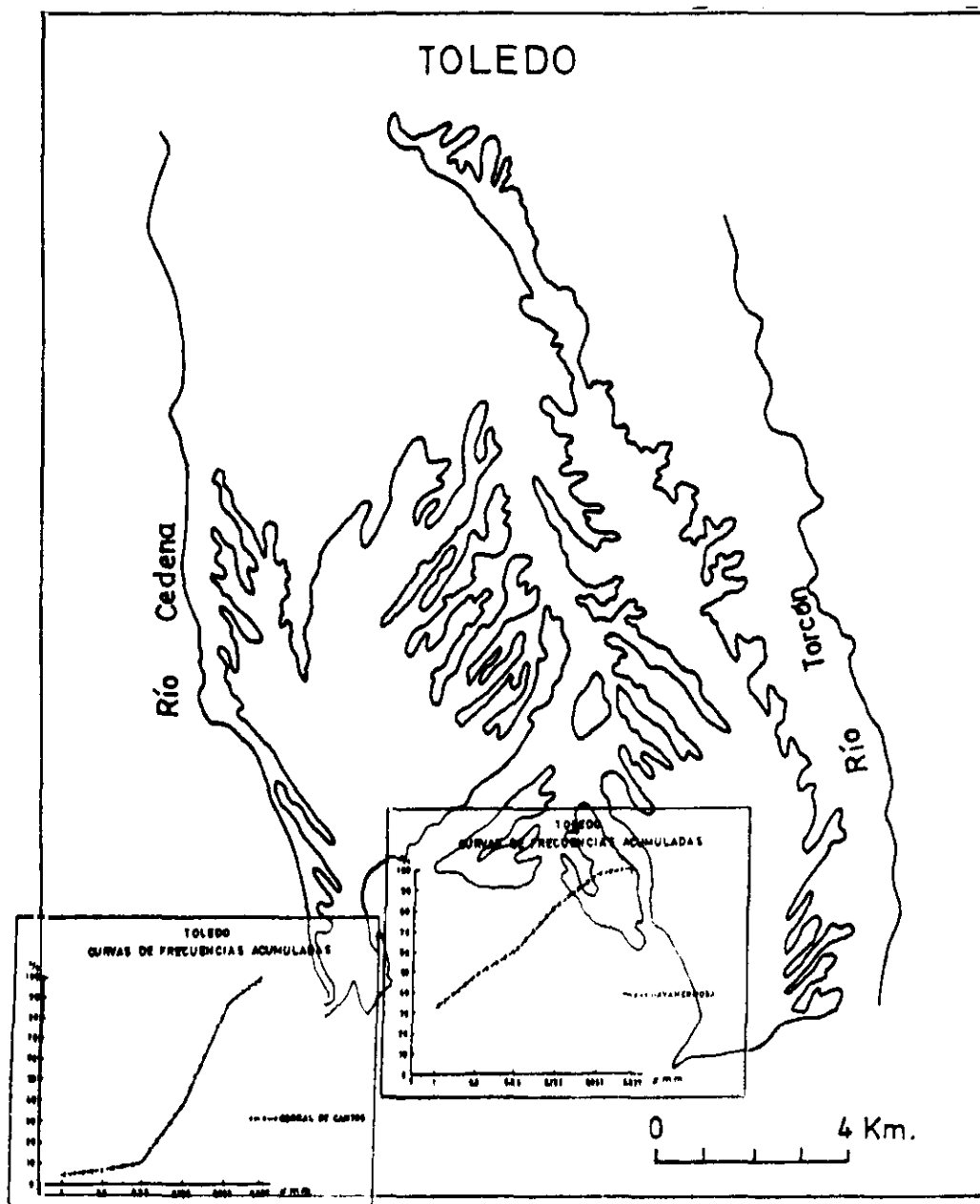


Figura 4.83 Curvas de Toledo

## E) CURVAS DE CIUDAD REAL Y JAÉN

Las de Ciudad Real y Jaén Figuras 4.76, 4.84 y 4.85, la curva del Viso del Marqués tiene aspecto de forma mixta y las de Jaén de ese o sigmoidales, con una inflexión muy marcada en la del Viso del Marqués en el tamaño de 0,25 y 0,062 mm, en las de Santa Elena las inflexiones están menos marcadas pero también las tenemos en 0,25, 0,125 y 0,062 mm.

En la de Ciudad Real, el porcentaje de gruesos es muy pequeño un 10%, el más representativo con casi un 60% es el de arena fina y un 30% de limo y arcilla. En Jaén los porcentajes de gruesos, están comprendidos alrededor del 35%, arena fina 45% y limos próximos al 20% sin llegar a ellos.

Son materiales de mezcla, y de aquí las inflexiones de algunas de las curvas.

El valor de las medianas  $Q_2$  de las curvas acumulativas varia desde 0,21 a 0,39 en León, de 0,17 a 0,27 en Segovia, de 0,10 a 0,47 en Guadalajara, de 0,11 a 0,46 en Toledo y de 0,29 a 0,33 en Ciudad Real y Jaén, por lo que podemos apreciar que la mediana se establece casi en el límite de la arena fina y media.

El porcentaje de finos, fracción menor de 0,06 mm, raramente es superior al 10% del total en casi todas las estaciones de las áreas de León, Ciudad Real y Jaén; el resto de las zonas han superado ese porcentaje de limo más arcilla, e inclusive el 25%.

El primer cuartil ( $Q_1$ ) varia entre 0,18 y 1,22 mientras que el tercero ( $Q_3$ ) oscila entre 0,06 y 0,16.

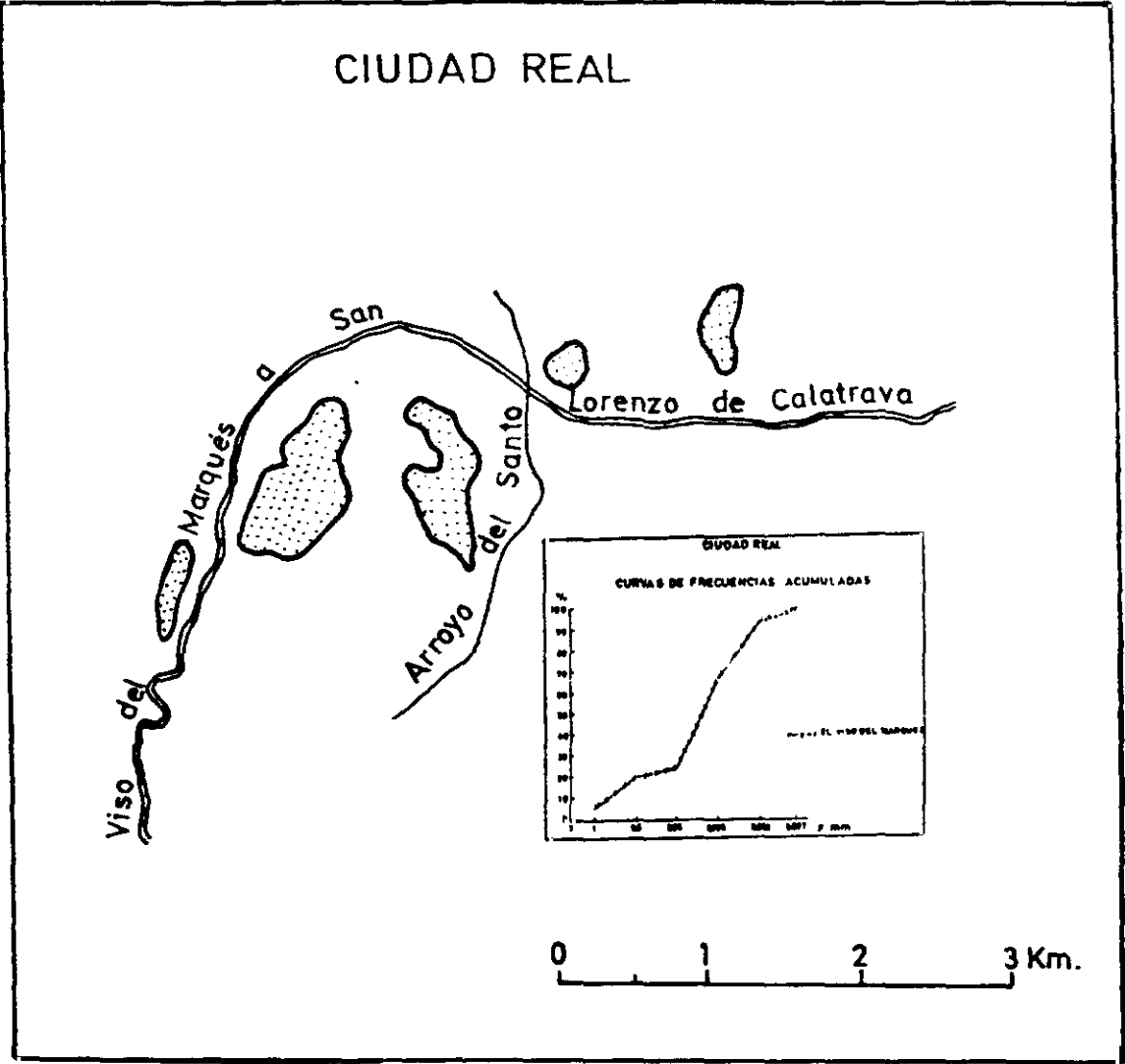


Figura 4.84 Curvas de Ciudad Real

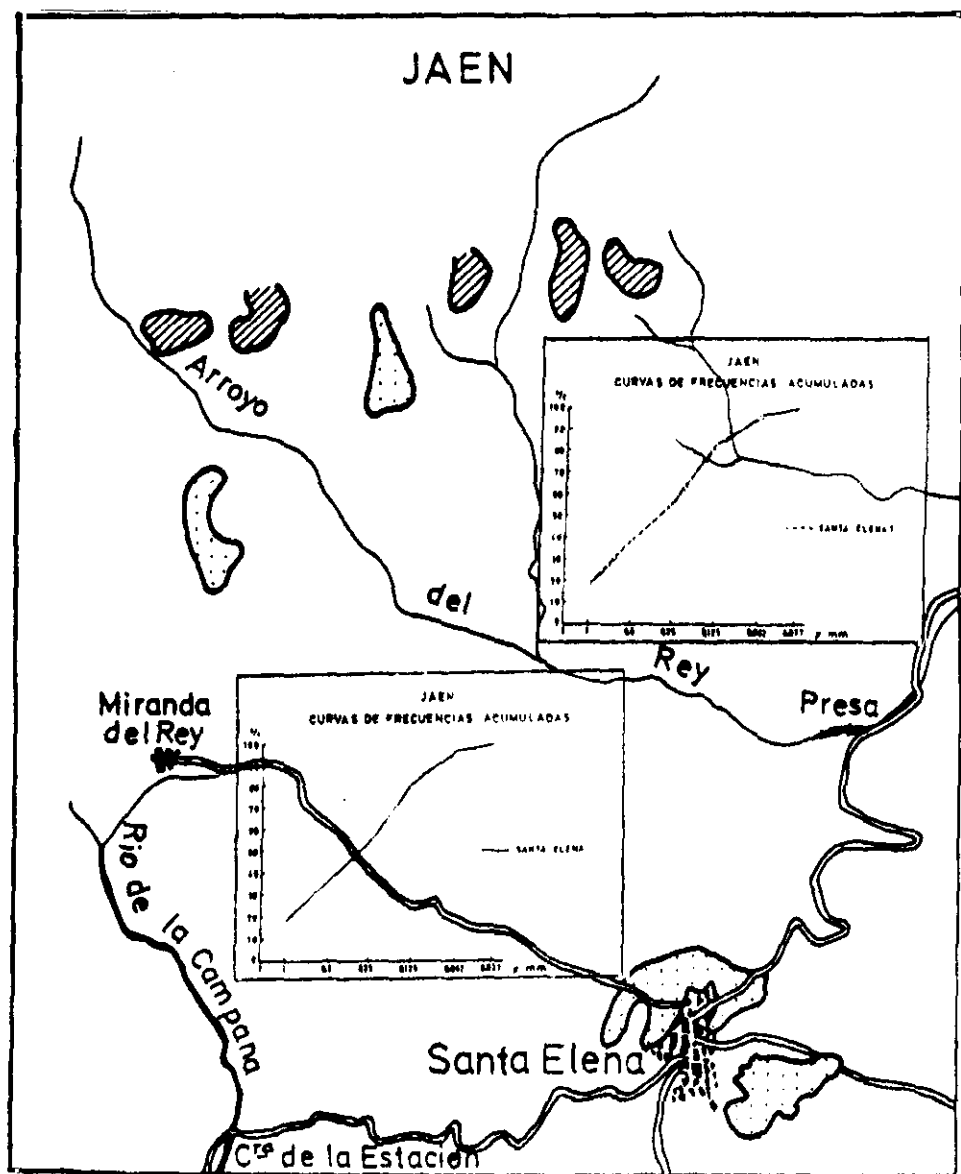


Figura 4.85 Curvas de Jaén

#### IV.2.1.7.2 Estadísticos de las arenas

##### COMENTARIOS DE LAS MEDIDAS DE DISPERSIÓN

Las curvas acumulativas acusan variaciones del índice de clasificación de Trask o Sorting (1932), no sólo en las zonas de climas diferentes, sino también en cada cuenca fluvial; en consecuencia, las condiciones de sedimentación son distintas, unas veces de carácter libre, con mejor o peor clasificación de los sedimentos, y otras de tránsito, con acumulaciones más o menos forzadas. Estas modificaciones en el comportamiento de los materiales se debe a numerosos factores, tales como cambios en la velocidad del transporte, atribuidos a modificaciones climáticas, irregularidades del relieve, anomalías de drenaje, etc.

Para la clasificación del material hemos utilizado el baremo siguiente:

De 1,20 a 1,50 bien clasificados.

De 1,50 a 2,50 moderada o medianamente clasificados.

A partir de 2,50 muy mal clasificados.

Los resultados de la clasificación del material ( $S_o$ ) en general son buenos, pues están comprendidos entre 1,43 el mínimo y valores vecinos a 3, por lo que la clasificación es normal. Estos índices de selección disminuyen cuanto más seleccionados están los materiales. Por lo tanto todas son fluviales y hay que resaltar que la clasificación aumenta con la distancia a la cabecera.

Otro hecho a resaltar es que la clasificación aumenta con la distancia a la cabecera. Ello nos hace pensar en que al alejarnos de la sierra, la raña se mueve por accionamiento torrencial. Sin embargo, en las proximidades de la sierra, la raña tiene peor selección, lo que es típico de un ambiente solifluidal. Como el sedimento es continuo los procesos por los que se ha movido son diferentes. Recuérdese lo que se afirma respecto de los abanicos aluviales, con cabeceras de movimiento tipo "debris flow" y áreas distales típicamente fluviales.

Las medidas de dispersión dependen de las variaciones de velocidad y de la bimodalidad, porque existe mezcla de material transportado por tracción y suspensión.

Trask utiliza la fórmula siguiente para el sesgo:

$$S_k = Q_1 \cdot Q_3 / Q_2$$

La asimetría ( $S_k$ ) o sesgo, representa la asimetría de la curva con relación a la mediana. Si la asimetría es superior a 1, la clasificación es máxima del lado fino, y es lo que nos ha sucedido en la mayoría de las estaciones; al contrario si es inferior a 1, lo es del lado grueso, y también tenemos zonas en que se ha dado que la asimetría tiende hacia los tamaños gruesos.

Todas las estaciones tienen sesgo positivo y por ello se trata de sedimentos fluviales, lo que se debe a que, si bien el tamaño máximo de transporte viene definido nítidamente por la competencia máxima del río, no existe, sin embargo, limitación en los tamaños finos (con tal que estén presentes en el área fuente).

*Cuanto mayores sean las variaciones de la velocidad de flujo, tanto menor será la selección del material.*

Para la angulosidad o Kurtosis, medida de la "picudez" de la curva Trask utiliza la fórmula siguiente:

$$K = Q_3 - Q_1 / 2(P_{90} - P_{10})$$

donde  $P_{90}$  es el percentil (90) y  $P_{10}$  es el percentil (10), por ello en nuestras muestras todas tienen un valor menor de 1, y por lo tanto las curvas tienen forma achatada (platikúrtica).

Igualmente para medir las colas, hemos tomado los  $P_{84}$  y  $P_{16}$ , que están más alejados de la mediana.

Aunque existen numerosísimos modos de establecer las fracciones dentro de las arenas, y estas fracciones se establecieron primeramente sobre la base de escalas aritméticas, pronto fueron ganando terreno las escalas logarítmicas.

En la actualidad la escala más utilizada es la  $\varphi$  (phi), definida por Krumbein (1934) como el logaritmo negativo, en base 2, del diámetro del grano expresado en milímetros,  $\varphi = -\lg 2$ .

La dificultad de transformar los valores de la escala  $\varphi$  a milímetros se elimina mediante tablas o gráficas de conversión y presenta en cambio las ventajas de poder usar papel aritmético con gran simplificación de los cálculos, aunque en la colocación de los tamaños los granos mayores de 1 mm, a la izquierda de la escala, tienen valores negativos, mientras que los más pequeños, a la derecha, tienen valores positivos crecientes.

Aclarados estos puntos llegamos a las conclusiones que análogo significado tiene la asimetría en la escala  $\varphi$  phi.

La representación gráfica de los tamaños de la fracción gruesa, la hemos realizado mediante curvas de frecuencias acumuladas y sin acumular en la escala  $\varphi$ , y finalmente curvas probabilísticas de VISHER (1969) y SINDOWSKI (1957).

#### IV.2.1.7.2.1 *INTERPRETACIÓN DE LAS GRÁFICAS DE PAPEL PROBABILÍSTICO*

La escala de frecuencia que inicialmente se presentaba en escala aritmética, está siendo sustituida en uso por escalas de probabilidad, que representan los incrementos de área de la curva de Gauss de "distribución normal".

Las curvas tipo corresponden a casos actuales. Frente a ello, las rañas son muy viejas, por lo que han podido sufrir múltiples procesos posteriores a la génesis sedimentaria.

En realidad las curvas que aquí se representan, Figuras 4.86, 4.87, 4.88, 4.89, 4.90, 4.91, 4.92, 4.93, 4.94, 4.95 y 4.96, corresponden por lo general a los horizontes más superficiales del suelo; y es indudable que existe un suelo, esto es, unos procesos posteriores a la sedimentación, que tienden a la eluviación de la arcilla en superficie y al acumulo de los finos en profundidad.

Sí se compara con las curvas tipo, aparece:

- por el valor, generalmente alto, de los tamaños superiores, se relaciona con las curvas tipo RLL, esto es, arenas relictas.
- pero el valor alto del porcentaje de los tamaños superiores no sólo resulta de una gran cantidad de dichos tamaños en el momento del depósito, sino también de una ausencia de tamaños finos, al producirse acumulación relativa.

No obstante, sí fuera debido a un movimiento en masa, tipo colada o similar, deberían encontrarse todos los tamaños en igual proporción.

Por el trazado de la curva, que presenta RLL (ó CV) y luego RE, se parecen las curvas mucho más a las fluviales, aunque, por lo general en éstas el valor de los gruesos es menor.

En el caso que nos ocupa podría explicarse el aumento relativo con el argumento utilizado más arriba.

El problema que nos surge, es que falta, caso de ser unas muestras típicas fluviales, el trazado último convexo. Se podría explicar por la eluviación de los tamaños finos, edáficamente.



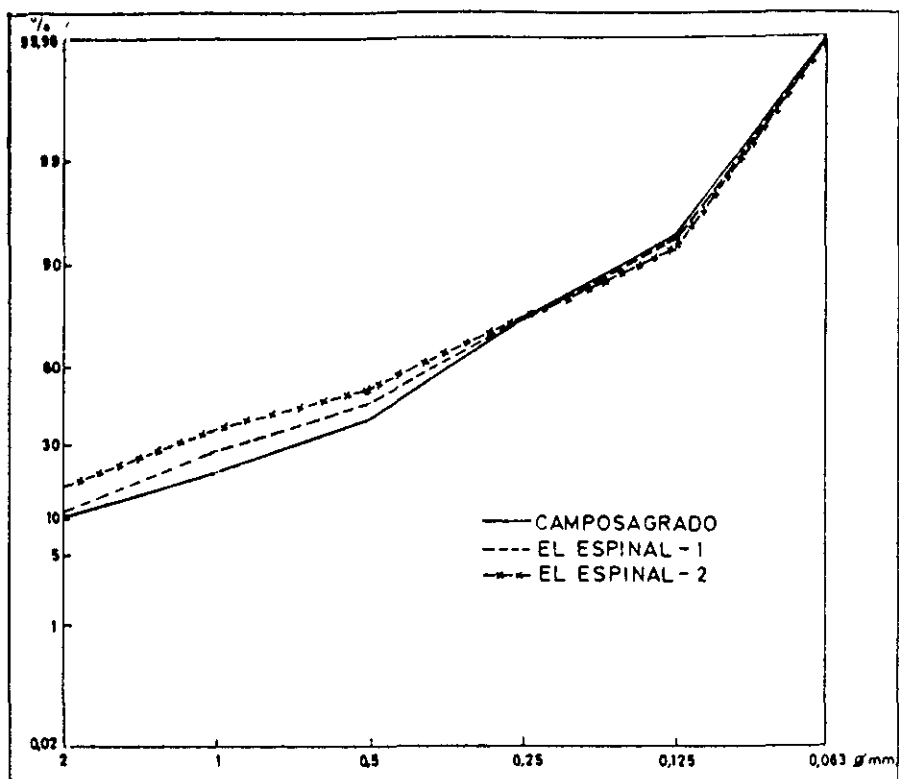


Figura 4.86 Arenas: Curvas acumuladas en papel probabilístico de León

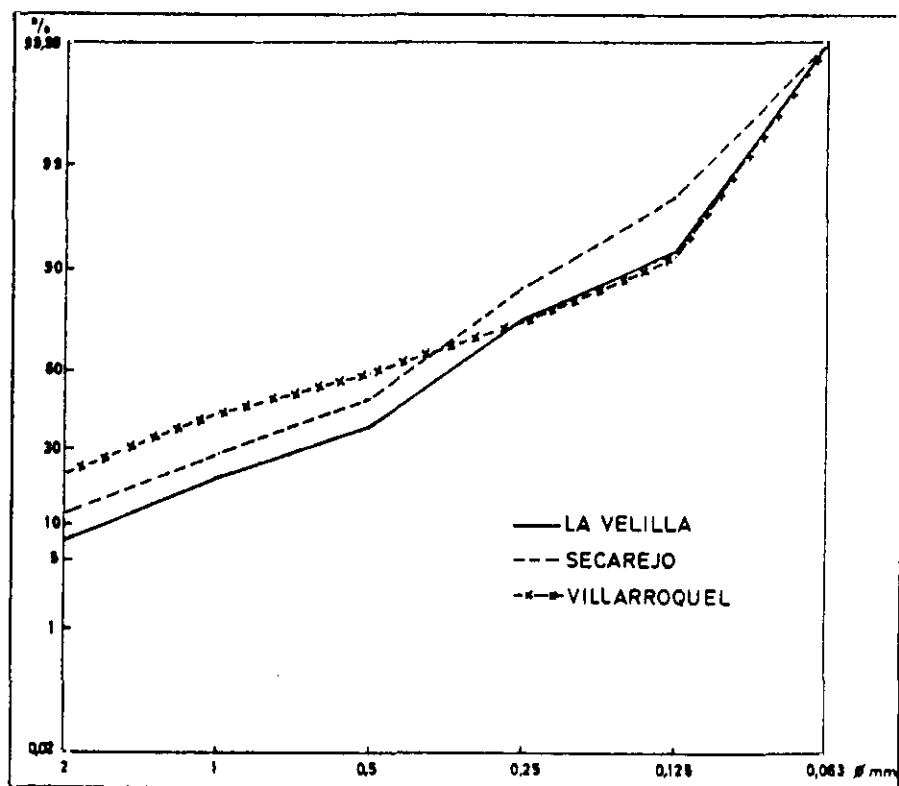


Figura 4.87 Arenas: Curvas acumuladas en papel probabilístico de León

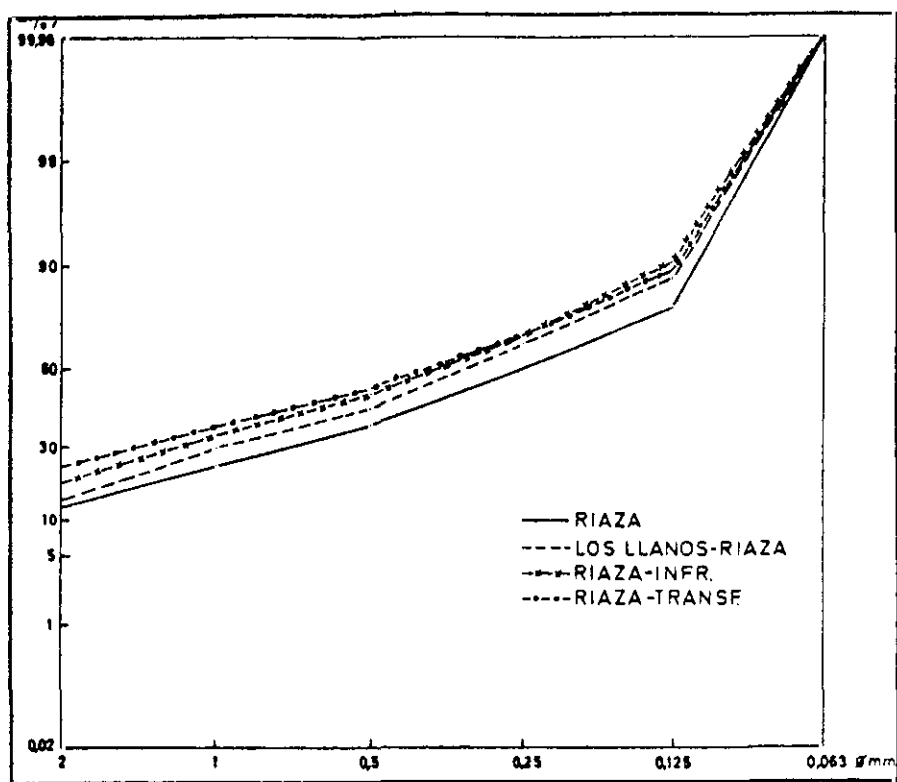


Figura 4.88 Arenas: Curvas acumuladas en papel probabilístico de Segovia

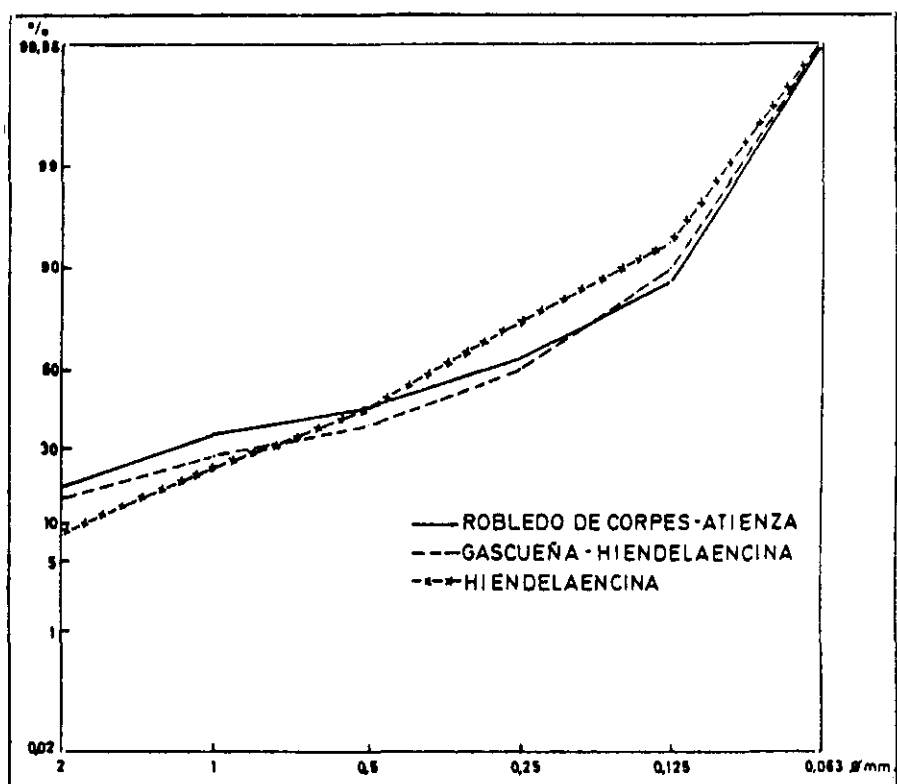


Figura 4.89 Arenas: Curvas acumuladas en papel probabilístico de Guadalajara

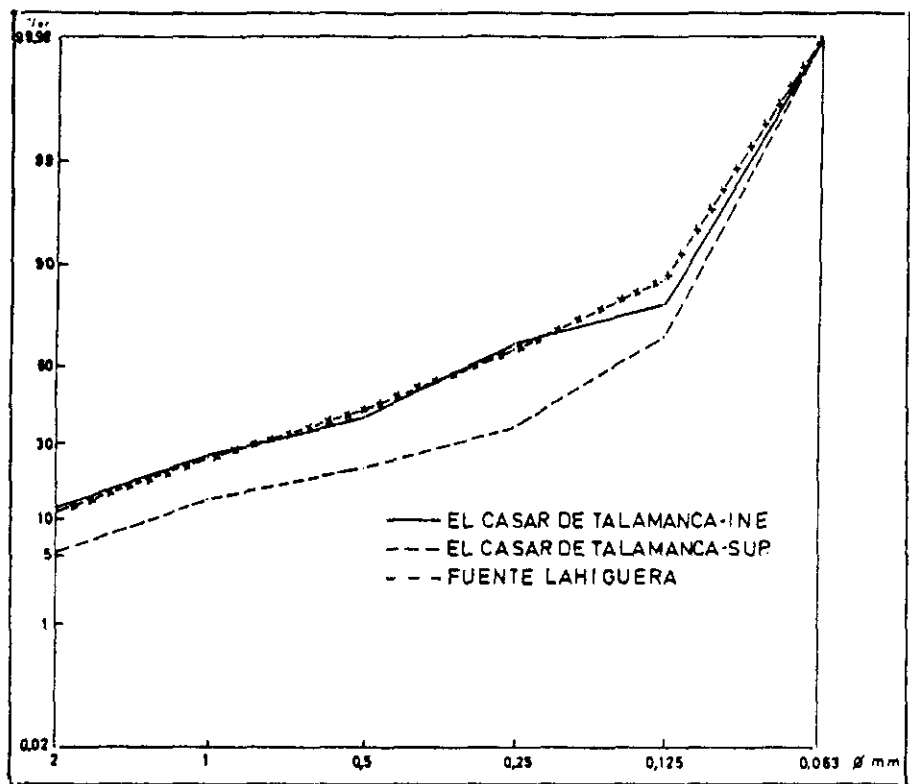


Figura 4.90 Arenas: Curvas acumuladas en papel probabilístico de Guadalajara

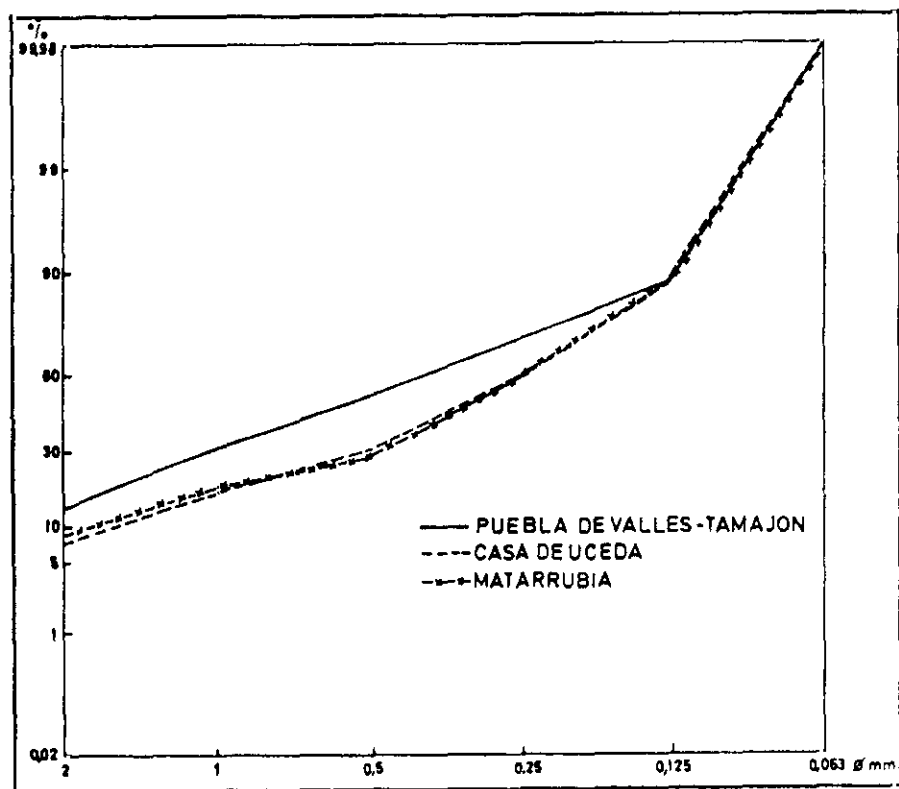


Figura 4.91 Arenas: Curvas acumuladas en papel probabilístico de Guadalajara

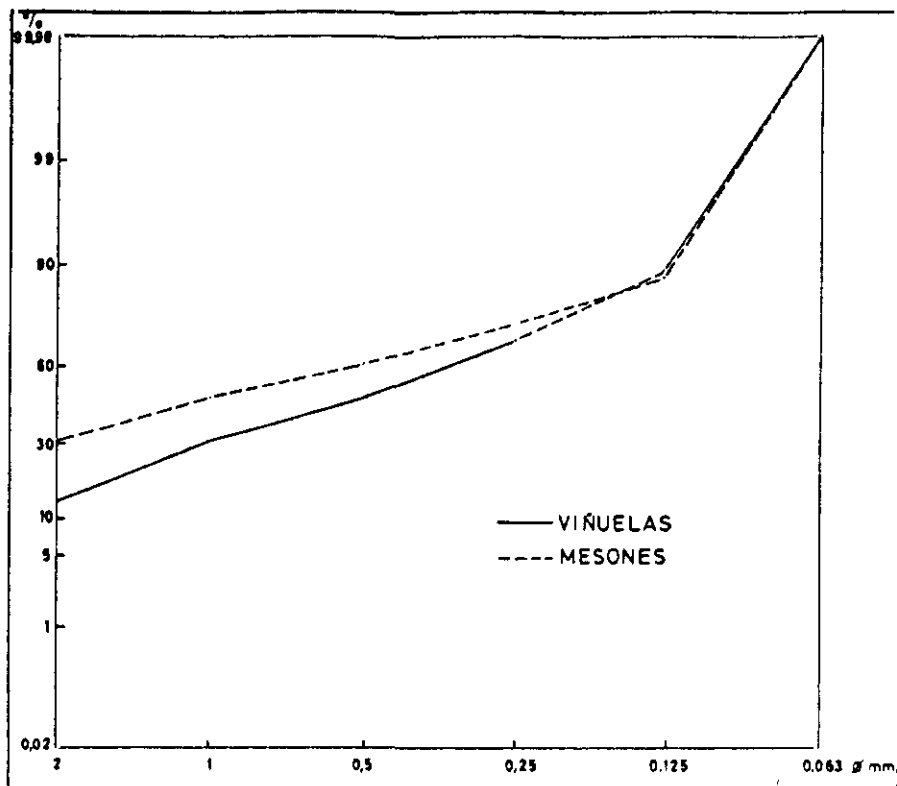


Figura 4.92 Arenas: Curvas acumuladas en papel probabilístico de Guadalajara

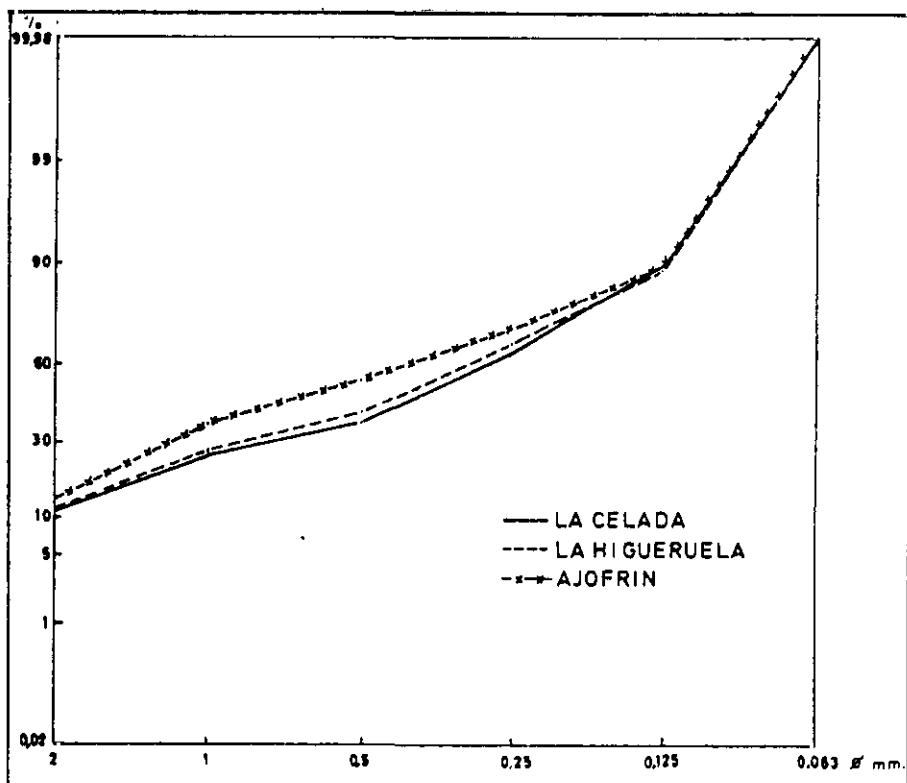


Figura 4.93 Arenas: Curvas acumuladas en papel probabilístico de Toledo

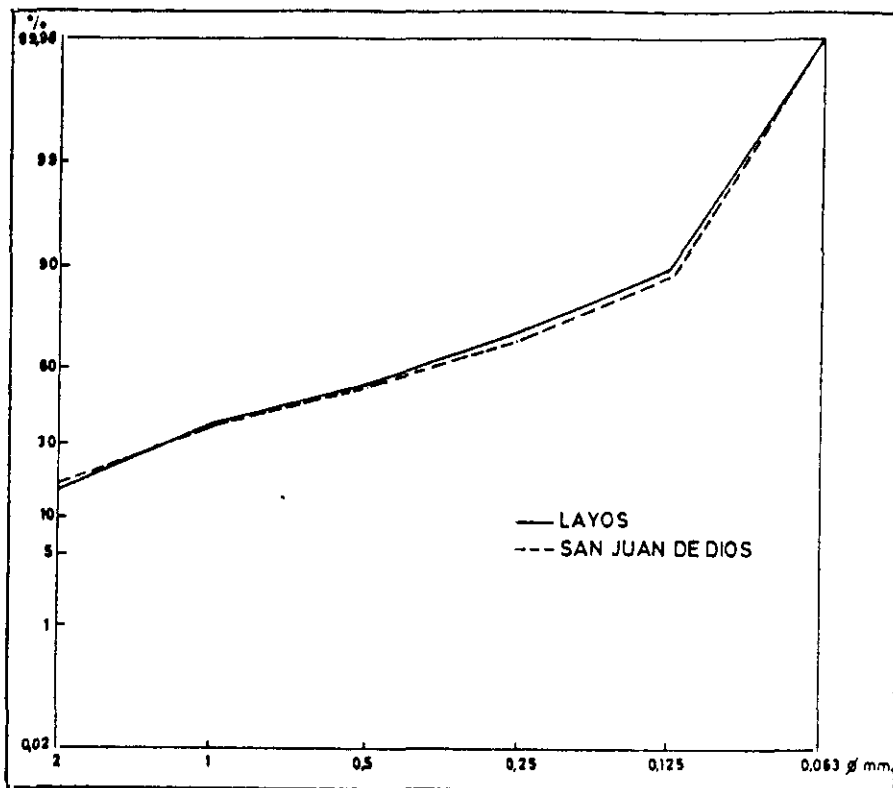


Figura 4.94 Arenas: Curvas acumuladas en papel probabilístico de Toledo

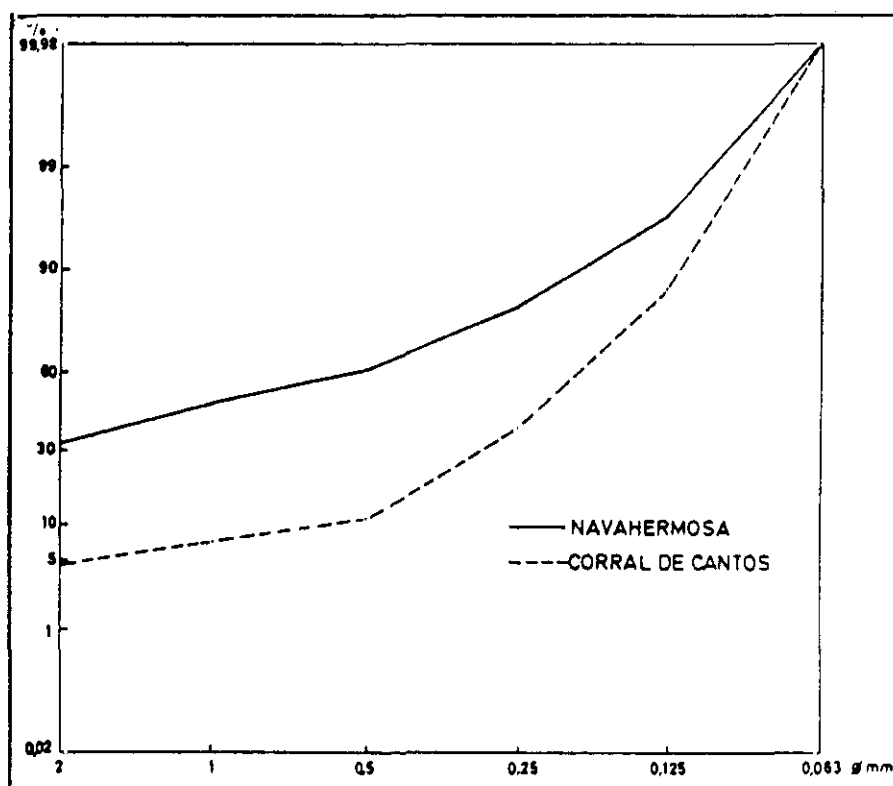


Figura 4.95 Arenas: Curvas acumuladas en papel probabilístico de Toledo

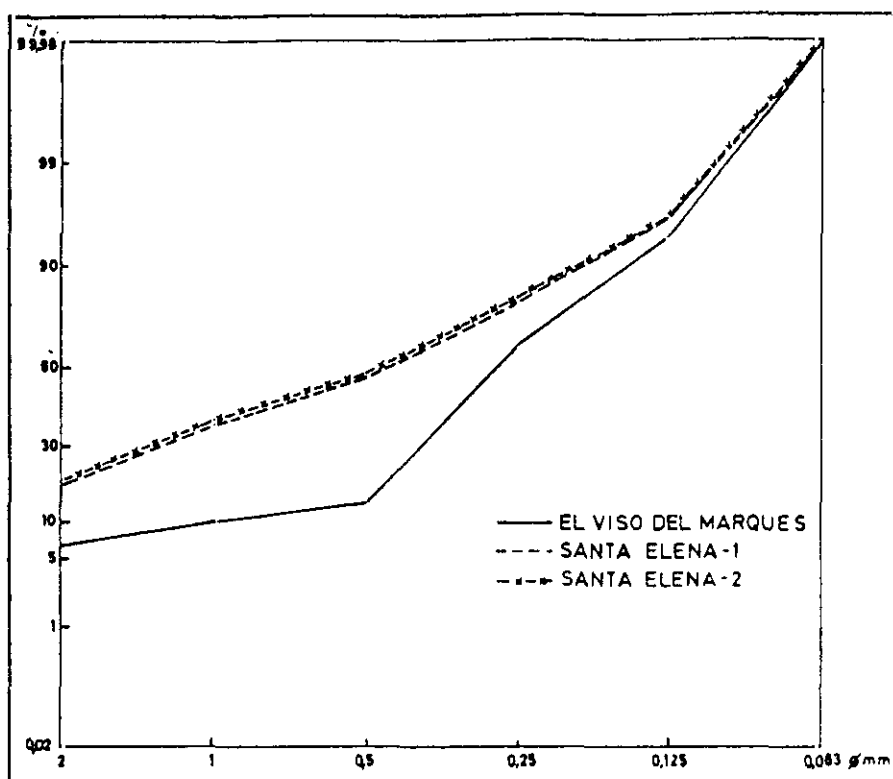


Figura 4.96 Arenas: Curvas acumuladas en papel probabilístico de Ciudad Real y Jaén

Conclusión: lo más probable es que se trate de unas arenas fluviales, a las que les falta el tramo final, por posteriores procesos acaecidos como suelo (lixiviación de finos).

Las diferencias que hemos apreciado en estas curvas, coincide con que las estaciones más próximas al ápice de la raña, los tamaños mayores están mejor representados, incluso muy cerca del ápice podrían aparecer curvas tipo RLL, recta llana = relictas, y cuanto más distal la estación, al descender en el abanico, mayor selección y menor tamaño de todo.

También en los casos en que las muestras fueron tomadas más próximas a la superficie son más arenosas, y las más profundas mucho más arcillosas.

#### **IV.2.1.8 Métodos experimentales**

Dado que hemos utilizado variadas técnicas analíticas, vamos a describir someramente la marcha seguida en la preparación de las muestras y los parámetros operatorios empleados, así como otros datos de interés.

##### **IV.2.1.8.1 Toma de muestras**

Durante la recogida de las muestras en el campo, se ha procurado que ésta se realizase en cortes del terreno bastante buenos, en los casos en que hemos podido y que no ha sido siempre. Al mismo tiempo y con objeto de evitar, dentro de lo que es posible, las alteraciones de tipo edáfico y de aguas muy superficiales, se procuró recoger las muestras profundizando al menos unos 50 cm por debajo de la superficie topográfica.

##### **IV.2.1.8.2 Preparación de las muestras**

Una vez en el laboratorio, la fracción del suelo procedente del trabajo de campo, se deseca al aire unos días. Posteriormente se procedió a una trituración en

un molino de anillos, reduciéndose a un polvo fino y homogéneo. Las muestras se pasaron por un tamiz de 2 mm de diámetro, por lo que se eliminó gran parte de las raíces y restos vegetales que tenían algunas de las muestras, realizando seguidamente el análisis granulométrico sobre las partículas con diámetro inferior a 2 mm, excluyéndose, pues, los gruesos.

El estudio de la frecuencia con la que las partículas de diferentes dimensiones aparecen en los depósitos, nos ha permitido diferenciar la granulometría de las distintas áreas estudiadas.

#### IV.2.1.8.3 Análisis mecánico

##### MÉTODO DE LA PIPETA DE ROBINSON

Adoptamos el método de Kilmer & Alexander (1949), basado sustancialmente en el internacional de Robinson (1922).

En las muestras que tenían materia orgánica, se procedió a la eliminación de la misma de la siguiente manera:

Tomamos 40 g de muestra, a la que suprimimos la materia orgánica por tratamiento con agua oxigenada de 110 volúmenes, desecando con ayuda del baño María. Posteriormente añadimos agua oxigenada al 6 por 100, 50 cm<sup>3</sup>, dejando finalmente evaporar hasta la sequedad.

#### IV.2.1.8.4 Extracción de la fracción fina

Seguidamente se dispersa utilizando 10 cm<sup>3</sup> de una solución de hexametafosfato sódico, se introdujo en una probeta de 1.000 cm<sup>3</sup> de agua destilada y se agitó mecánicamente al menos durante 8-10 horas en el agitador rotatorio. Se filtra a través de un tamiz de malla 0,05 mm, directamente sobre la probeta de 1.000 cc de capacidad, de tal modo que la fracción mayor de este tamaño, que queda sobre el



tamiz, se decanta sobre una cápsula previamente tarada, se deseca y se fracciona pesándola para conocer la cantidad de arena "gruesa".

Debajo de la criba de 0,05 mm se encuentra una probeta de un litro, en la que se halla la arena muy fina (0,05-0,02 mm), el limo (0,02-0,002 mm) y la arcilla ( $< 0,002$  mm).

La arena fina se extraerá por diferencia respecto de los demás valores.

Las extracciones que se realizarán de la probeta, en tiempo diferentes, corresponden al conjunto limo y arcilla, así como a la arcilla sola.

El contenido de la probeta, después de agitar durante un minuto, a una altura, tiempo y temperatura determinados por la Ley de Stokes, se hace una primera extracción de limo + arcilla, tomando  $20\text{ cm}^3$  de la probeta mediante una pipeta de Robinson, a una profundidad de 10 cm (contados desde la superficie del líquido) si la temperatura es de  $20^{\circ}\text{C}$ , transcurridos exactamente 4 minutos y 47 segundos. En el caso de que la temperatura ambiente, así como de la muestra en agua (medida con termómetro), sea diferente, se calculará el tiempo de reposo según una tabla. Dicha tabla es el resultado de aplicar la Ley de Stokes, en la cual el tiempo de caída de las partículas depende, entre otros factores, de la viscosidad del fluido (que, a su vez, depende de la temperatura).

Los  $20\text{ cm}^3$  de agua con limo y arcilla se depositan sobre una cápsula de porcelana previamente tarada. La pipeta de Robinson se lava con otros  $20\text{ cm}^3$  de agua destilada con el fin de arrastrar las partículas que hubieran podido quedar en la pipeta. Dicha agua de limpieza también se introduce en la cápsula.

El agua de la cápsula se evapora al baño María. A continuación se introduce en la estufa a  $110^{\circ}\text{C}$ . Tras el enfriado en el interior del desecador, se pesa. La diferencia de peso entre la tara de la cápsula y la cápsula conteniendo el limo y la

arcilla ofrece el peso del contenido en 20 cm<sup>3</sup>, por lo que, para hallar el valor en el litro, habrá de multiplicarse por 50.

La segunda extracción, para la arcilla, se realiza agitando manualmente el contenido de la probeta durante un minuto. Se deja reposar 7 horas y 57 minutos.

De nuevo se introduce la pipeta a 10 cm de profundidad, se vuelven a extraer 20 cm<sup>3</sup> de líquido, se echan en una cápsula, se lava la pipeta integrando el líquido en la cápsula y se deseca al baño María la cápsula, para terminar en la estufa, y tras el enfriamiento en el desecador, se pesa. Una vez más se multiplicará la diferencia (cápsula más el contenido) - cápsula tarada por 50 con el fin de conocer la cantidad de arcilla en 1000 cm<sup>3</sup>.

Por diferencia se halla el peso del limo:

$$(\text{limo} + \text{arcilla}) - \text{arcilla} = \text{limo}.$$

Especialmente para el caso de la arcilla debe restarse el peso del dispersante (10 cm<sup>3</sup> de dispersante ya preparado pesan 0,01 g a restar a los cálculos anteriores).

Sólo resta, finalmente, expresar las cantidades en %, por lo que se realiza una multiplicación por 5 (habida cuenta que la cantidad original del suelo tomado era de 20 g), o bien una sencilla regla de tres.

#### **IV.2.1.9 Estudio por difracción de rayos X**

Con el fin de identificar los compuestos cristalinos presentes en las composiciones estudiadas, así como para determinar los parámetros de celdilla unidad de algunas de las fases presentes, se ha empleado la técnica de difracción de rayos X.

En general, la radiación dispersada por electrones adyacentes no está en fase originándose interferencias destructivas. Únicamente cuando se produce una inter-

ferencia constructiva se observará el rayo difractado. La matriz de electrones se puede considerar formada por un empaquetamiento de capas paralelas.

Si un haz de rayos incide sobre alguna de estas capas con un ángulo  $\Theta$ , la mayor parte de la radiación pasa sin sufrir desviación, y sólo una pequeña fracción es dispersada por los electrones. La mayor parte de esta radiación dispersada interfiere destructivamente con la dispersada de otros. Sin embargo, en el plano normal a la capa de electrones la radiación dispersada por todos ellos está en fase y produce un rayo difractado.

El rayo difractado se comporta como si fuera reflejado por la capa de electrones, y, en efecto, los haces difractados de rayos X son llamados casi invariablemente "reflexiones".

Cuando un haz de rayos X incide sobre un conjunto de capas de electrones o átomos, cada una de éstas origina un rayo reflejado. La condición que rige, para que este fenómeno se produzca es la conocida como Ley de Bragg, cuya expresión es:  $n\lambda = 2d \sin \Theta$ , donde  $d$  es el espaciado interplanar o distancia entre capas,  $\lambda$  es la longitud de onda de los rayos X,  $n$  es un número entero que eventualmente pueda eliminarse, y  $\Theta$  es el ángulo de incidencia.

Los rayos difractados cumplen la geometría de una reflexión sólo para ciertos valores discretos de  $\Theta$ . Hay que tener en cuenta que las interferencias de los haces difractados no cambia la posición del haz, sin embargo, tiene un efecto muy marcado en su intensidad.

Desde su descubrimiento en 1912 por von LAUE, la difracción de rayos X ha proporcionado importante información a la ciencia y a la industria. Por ejemplo, mucho de lo que se conoce de la disposición y el espaciamiento de los átomos en materiales cristalinos se ha deducido directamente de los estudios de difracción.

La difracción de rayos X proporciona también un medio cómodo y práctico para la identificación cualitativa de compuestos cristalinos. Esta aplicación se basa en el hecho de que el patrón de difracción de rayos X es único para cada sustancia cristalina. Así, si puede hallarse una coincidencia exacta entre el patrón de una muestra desconocida y una de referencia, puede suponerse su identidad química.

La difracción de rayos X en los polvos policristalinos fue puesta de manifiesto primeramente en Alemania por P. Debye y P. Sherrer (1916) y casi simultáneamente por A.W. Hull en los Estados Unidos.

Ross, siguiendo una indicación de Robinson y Holmes, fue el primero en aplicar los rayos X al estudio de la fracción arcilla de los suelos. Ahora bien, la fracción arcilla está constituida por partículas de tan pequeño tamaño que sólo se puede emplear para su estudio el método de polvo cristalino.

El método presenta características muy interesantes para su utilización. En primer lugar, es el único procedimiento de difracción de rayos X que en cierta medida, permite abordar el estudio cristalográfico de las especies que no se presentan o no es posible obtener en forma de monocristal. Posiblemente, el campo de aplicación más importante del método del polvo está en la identificación de fases cristalinas, tanto en su aspecto cualitativo como cuantitativo, presentes en las muestras finamente molidas.

#### IV.2.1.9.1 Obtención de diagramas de polvo

El registro del espectro difractado se ha realizado con el difractómetro de polvo.

Con el difractómetro se obtiene un registro gráfico de las señales que las reflexiones originan en detectores electrónicos de radiación. Dichas señales son proporcionales a las intensidades de las reflexiones por lo que la valoración de éstas se realizan de una forma directa y precisa.

Los diagramas de difracción de rayos X, se han obtenido en un difractómetro Philips modelo PW-1700, Foto 1, que consta de: un generador de alta tensión de 4 kV, tubo de rayos X con ánodo de cobre que trabaja, en condiciones normales, a 40 kV y 50 mA. Rendija automática de divergencia, cuya apertura se regula automáticamente en función del ángulo registrado, evitando el tradicional cambio manual de las rendijas de colimación. Monocromador de grafito. Elimina la radiación K $\beta$  reflejada por toda muestra irradiada por un haz de rayos X. Cambiador automático de las muestras que permite analizar, de forma continua, hasta cuarenta y dos muestras.

Prensa semiautomática, marca Herzog tipo HDIFP, alimentada con aire a presión. Con ella se compactan las muestras de polvo sobre anillos de aluminio usados como portamuestras. La presión de trabajo, según manómetro de la propia prensa, debe ser de seis bar equivalente a seis Psi. El tiempo durante el cual se ejerce la presión puede fijarse mediante un mando; experimentalmente se ha comprobado que produce buen resultado en un tiempo de cinco segundos.

Dada la pequeña cantidad de muestra necesaria, el obtener partículas de un tamaño menor de 10 micras puede conseguirse, con poco trabajo, porfirizando la muestra en mortero de ágata. La homogeneidad de la misma se consigue en un pequeño molino vibrador de laboratorio.

Ya que la presión, y el tiempo, pueden regularse en la prensa, sólo queda fijar la cantidad de muestra a comprimir, factor éste que puede ser fácilmente controlado con el peso de la misma.

El equipo está controlado mediante un microordenador PW-1710, que controla las operaciones del difractómetro, de modo automático, para la obtención del difractograma.

El primer problema en el análisis de muestras en polvo aplicando la técnica de difracción de rayos X estriba, como en la mayoría de las técnicas analíticas instrumentales, en la preparación de la muestra.

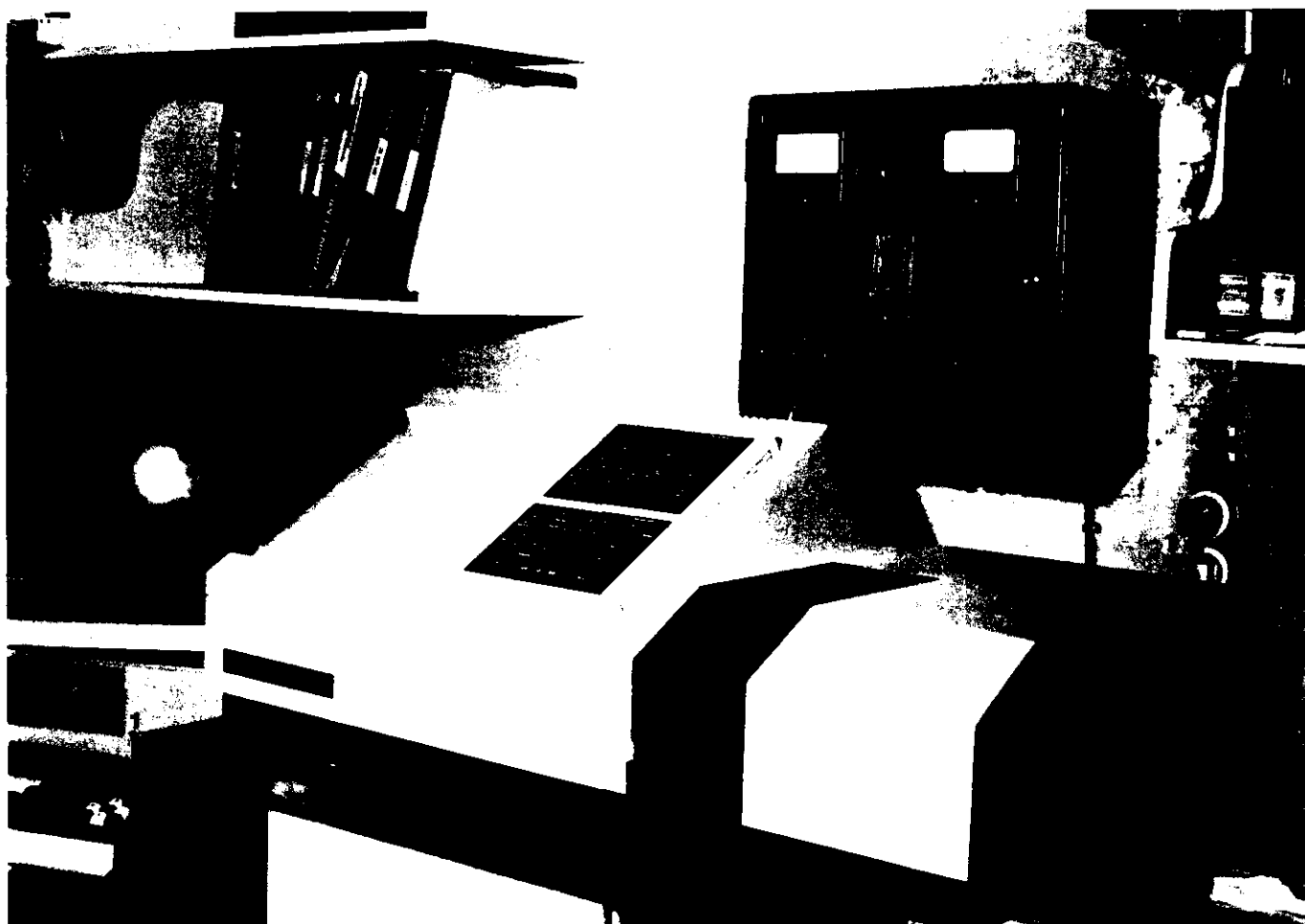


Foto 1 - Equipo utilizado en la obtención de los diagramas de polvo  
por difracción de rayos X

Los pasos necesarios para la preparación de las muestras, partiendo de polvo homogéneo y con finura comprendida entre 5 y 10 micras, son los siguientes:

- 1) Colocar el anillo dentro del cual se deposita la muestra en polvo para ser comprimida, en posición invertida sobre la platina circular de la prensa.
- 2) Colocar la placa circular sobre el anillo haciendo coincidir su saliente con el orificio de la placa circular.
- 3) Introducir la muestra en el anillo por el orificio central de la placa circular.
- 4) Aplanar la muestra mediante un cilindro macizo de acero, e introducir en el centro y encima de la muestra una pequeña goma dura.
- 5) Comprimir la muestra a 6 bar durante 5 segundos.
- 6) Quitar verticalmente la placa circular.
- 7) Retirar el anillo con la muestra prensada, e invertir el conjunto para que caiga el resto de muestra no prensada.
- 8) Colocar de nuevo el anillo con la muestra prensada en la platina circular de la prensa de manera que la parte a irradiar por rayos X quede hacia abajo.
- 9) Colocar el conjunto anillo-base portamuestras en el cargador del cambiador automático.

Este aparato trabaja con ánodo de cobre y produce dos tipos de radiaciones:  $\text{Cu K}\alpha$  y  $\text{Cu K}\beta$ . La radiación de  $\text{Cu K}\beta$  es eliminada por el monocromador de grafito que tiene el equipo de difracción. Por lo tanto solamente quedará la radiación de  $\text{Cu K}\alpha$ . Esta radiación es muy potente y se desdobra en  $\text{K}\alpha_1$  y  $\text{K}\alpha_2$ . Cada una de ellas produce en el difactograma su pico correspondiente que coincide en los ángulos del

difactograma comprendidos entre  $2\Theta = 5^\circ$  y  $2\Theta = 40^\circ$ . Pero en ángulos  $2\Theta$  mayores de  $40^\circ$  se produce una separación y se puede encontrar su pico (grande) de  $K\alpha_1$  y su pico (sombra) debido a la radiación  $\text{Cu } K\alpha_2$  que producirá un pico  $K\alpha_2$  del compuesto que tenga la muestra analizada.

Para la identificación mineralógica se ha utilizado el fichero JCPDS, recopilado por el "Journal Committee on Powder Diffraction Standards".

El criterio que hemos seguido para la determinación de la composición mineralógica de las muestras estudiadas por difracción de rayos X, ha sido el siguiente:

- 1º) Diagramas de polvo total.
- 2º) Extracción de la fracción  $< 2\mu\text{m}$
- 3º) Preparación de tres agregados orientados
  - a) Normal
  - b) Saturación en atmósfera con etilenglicol
  - c) Calentamiento durante dos horas a  $550^\circ\text{C}$

#### IV.2.1.9.2 Obtención de diagramas de agregados orientados sin tratamiento

El difractómetro utilizado ha sido un Philips PW 1130, utilizando radiación  $K\alpha$  de cobre y equipado con monocromador de grafito.

Para una mejor identificación de los minerales laminares, se favoreció la orientación de sus reflexiones basales. Las muestras han sido tratadas de forma natural, y para ello se tomó una fracción de la arcilla, con la cual se preparó una suspensión al 1 por 100 de la muestra con unas gotas de dicha disolución de polimetáfosfato sódico; se vertieron unas gotas de dicha suspensión sobre un



portamuestras de vidrio, dejando evaporar hasta la sequedad. Esta suspensión se depositó en unos anillos de plástico pegados sobre portamuestras de cristal, desecando posteriormente en una estufa a 35°C. De esta manera se prepararon tres agregados orientados sin ningún tratamiento previo (A.O.N.).

De estos tres agregados orientados se tomó uno de ellos y se obtuvo su diagrama de difracción.

#### IV.2.1.9.3 Obtención de diagramas de agregados orientados solvatados con etilenglicol

Uno de los agregados orientados obtenidos sin un tratamiento previo se saturó con etilenglicol (A.O.E.G.), siguiendo la técnica indicada por Brunton (1955).

La muestra se introduce durante 24 horas en una atmósfera saturada de etilenglicol, para lo cual se coloca en una caja Petri en la que hay una cápsula con algunas gotas de etilenglicol. Esta caja se introduce en una estufa a 60°C con objeto de conseguir la atmósfera saturada de etilenglicol adecuada. Una vez solvatada la muestra se procede a obtener su diagrama de difracción de rayos X.

#### IV.2.1.9.4 Obtención de diagramas de agregados orientados calentados a 550° c

Un tercer agregado orientado de los obtenidos se calentó en un horno a 550°C, durante dos horas a dicha temperatura obteniendo el difractograma inmediatamente para evitar, en lo posible, su rehidratación.

#### IV.2.1.9.5 Resultados experimentales

Con los resultados del estudio por difracción de rayos X, una vez deducida la mineralogía de cada una de las muestras, se ha realizado una estimación semicuantitativa de los minerales presentes en algunas de ellas. Para la muestra global a partir del diagrama de polvo, y de los minerales de la arcilla a partir de los diagramas de

agregados orientados de la fracción fina de cada muestra, para cada mineral se ha integrado el área de una reflexión característica y se ha dividido por su correspondiente poder reflectante, que son los representados en las Tablas I y II. Los poderes reflectantes utilizados son los propuestos por Schultz (1964) y Biscaye (1965) y los recopilados por Ortega (1979).

**TABLA I. PODERES REFLECTANTES DE ALGUNOS MINERALES (POLVO)**

Mineral	Poder reflectante	Reflexión (Å)
Calcita	1 (*)	3,03
Cuarzo	1,45	3,33
	1,60	3,33
	2,00 (+)	3,33
	1,50 (+)	3,33
	0,33 (*)	4,26
	0,10 (*) (+) (+ + +)	4,45
Minerales laminares	0,15 (+) (+ + +)	4,45
	1,00 (*)	3,18
Ortosa (Feld. potásico)	1,00 (*)	4,17
Goethita	1,00 (*)	

(\*) Valor utilizado en esta Tesis  
 (+) Valor más aceptado  
 (+ + +) Se utiliza 0,10, si la cantidad de esmectitas es menor del 50%. En caso contrario se emplea 0,15.

Los difractogramas de rayos X más representativos, así como la composición mineralógica semicuantitativa de cada una de las muestras analizadas pueden verse en las Figuras 4.97 a 4.108 y en los Cuadros 4.53 a 4.57 respectivamente. Estos datos semicuantitativos, se han obtenido a partir de los diagramas de difracción de rayos X de polvos de las muestras naturales (diagrama de polvo) y A.O. de las muestras tratadas según los métodos descritos anteriormente.

Para estudiar el origen de los diferentes minerales encontrados es imprescindible el conocimiento de la situación geológica de cada una de las áreas de estudio, que ya se vio en su apartados correspondientes. En el área de Guadalajara según hemos podido ver en el mapa geológico, correspondiente a la raña alta, el material que ha

**TABLA II. PODERES REFLECTANTES DE MINERALES DE LA ARCILLA EN (A.O.)**

Mineral	Poder reflectante	Reflexión Å
Esmeclitas	5,00	17,00
	4,00 (*) (+)	17,00
Ilita	1,00 (*) (+)	10,00
	0,80	10,00
	2,80 (+ +)	9,94
Clorita	2,00 (+)	7,00
	1,00	7,00
	3,00	7,00
Caolinita	2,00 (*) (+)	7,00
	0,90 - 1,20	7,00
	1,00 - 3,00	7,00
	1,00 (+ +)	7,00
Vermiculita	3,00 (*)	14,00
Pirofilita	1,50 (*)	9,20

- (\*) Valor utilizado en esta Tesis
- (+) Valor más aceptado
- (+ +) Valores obtenidos frente a la coalinita ordenada  
(método de polvo)

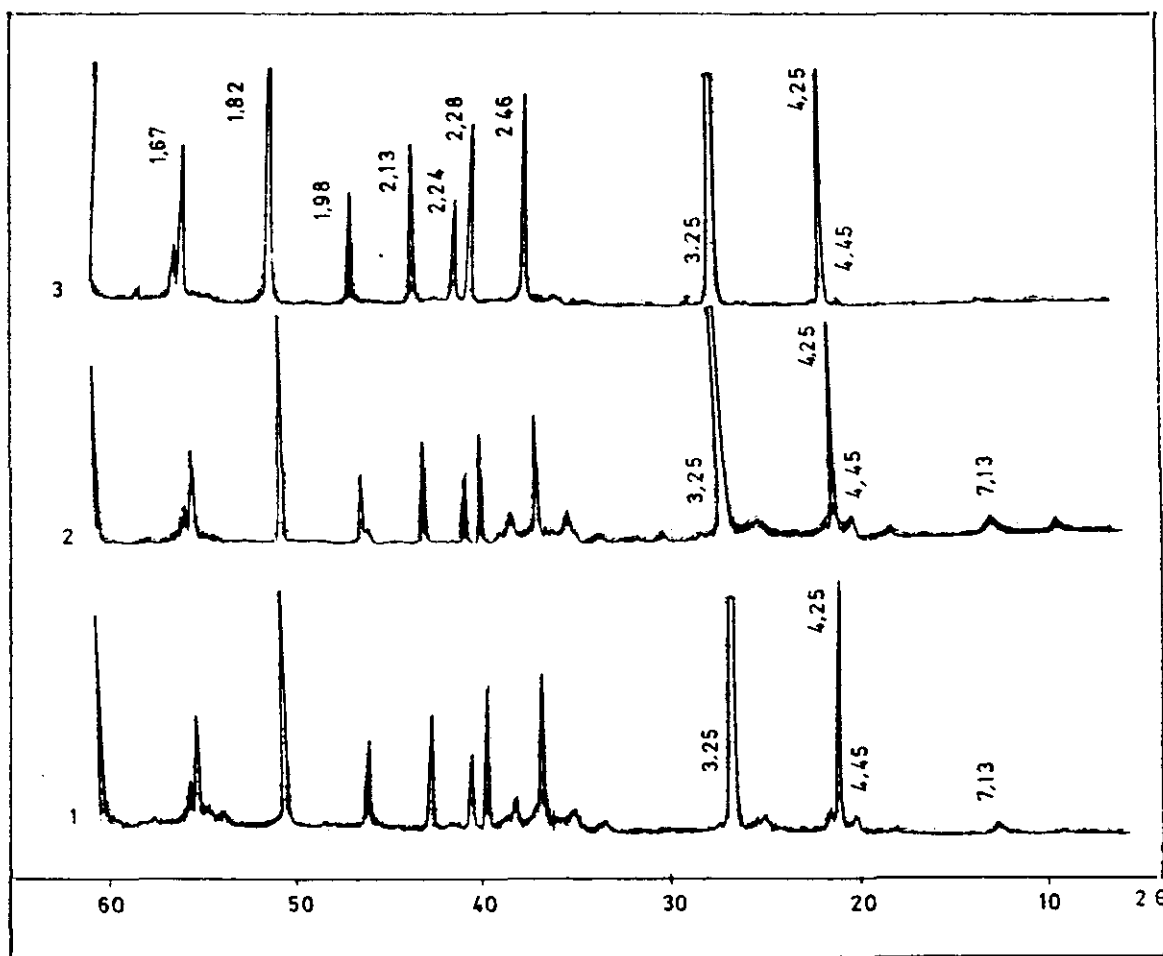


Figura 4.97 Diagramas de difracción de rayos X de las muestras de El Espinal 1-2 y Camposagrado (León)

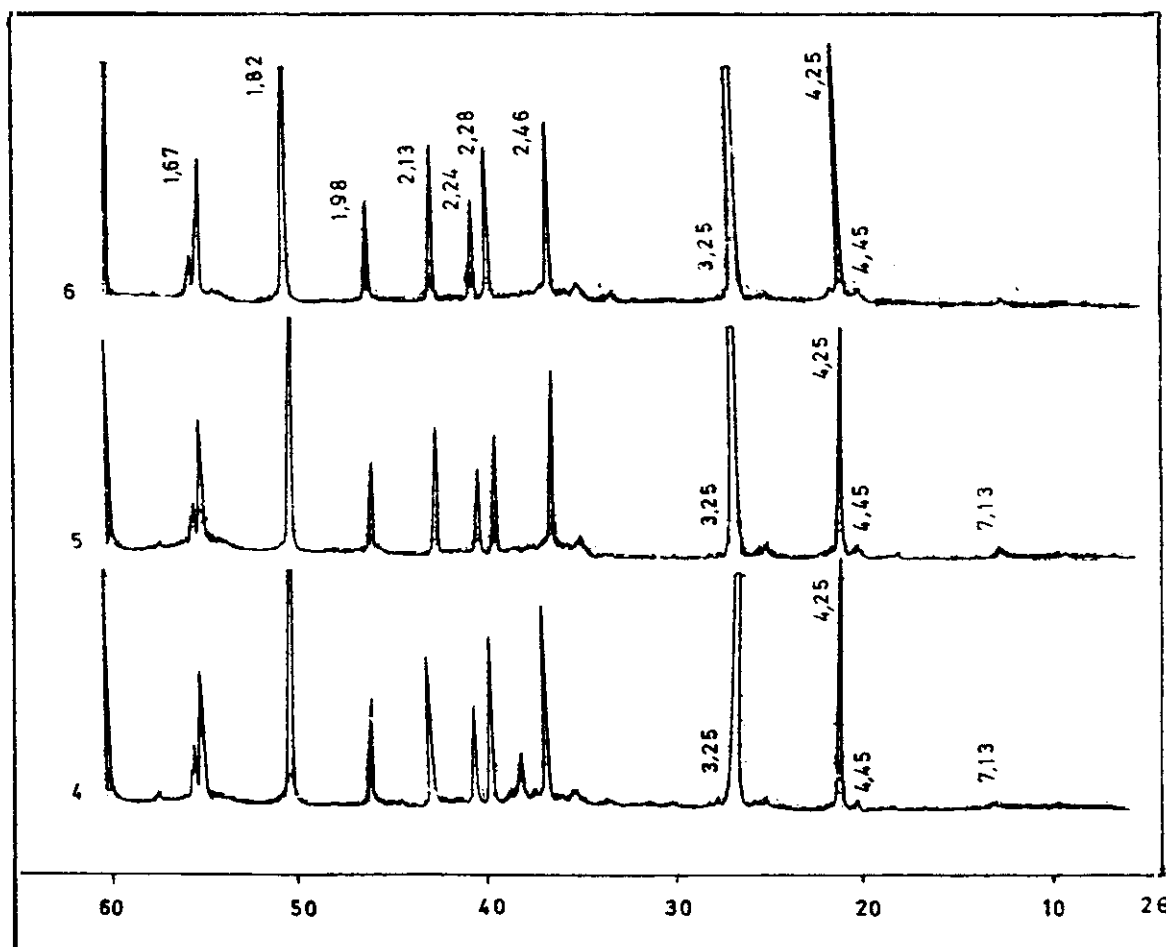


Figura 4.98 Diagramas de difracción de rayos X de las muestras de Villarroquel, Secarejo y La Velilla (León)

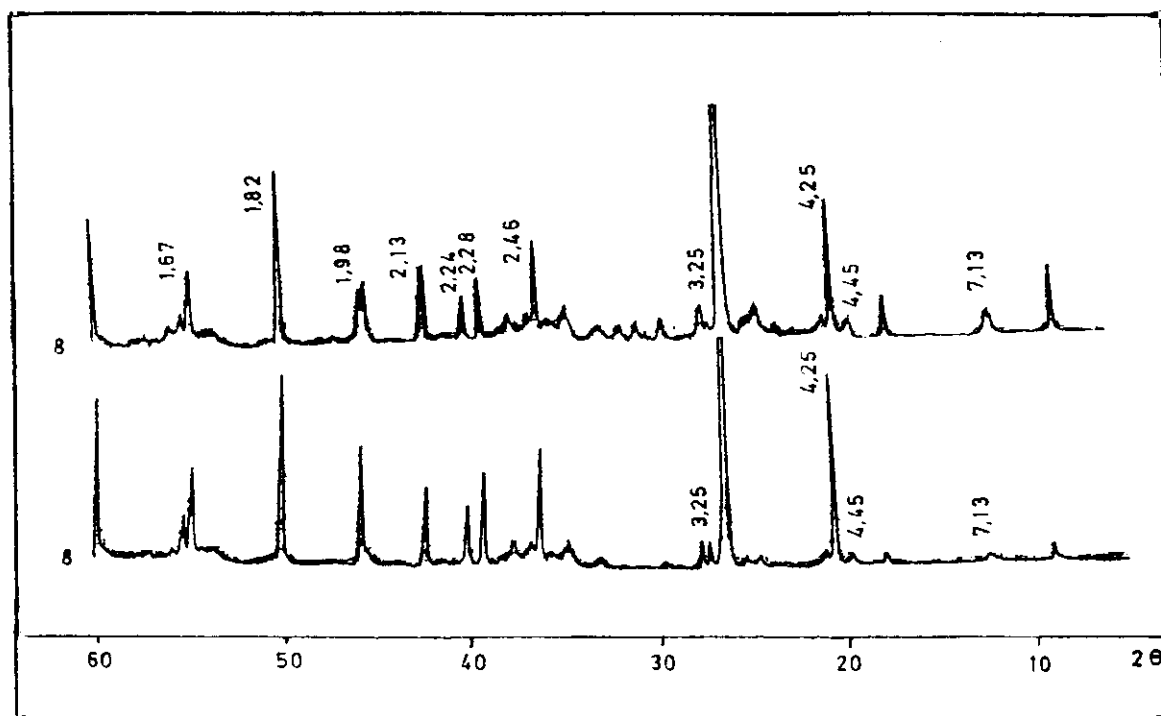


Figura 4.99 Diagramas de difracción de rayos X de las muestras de Rianza (Segovia)

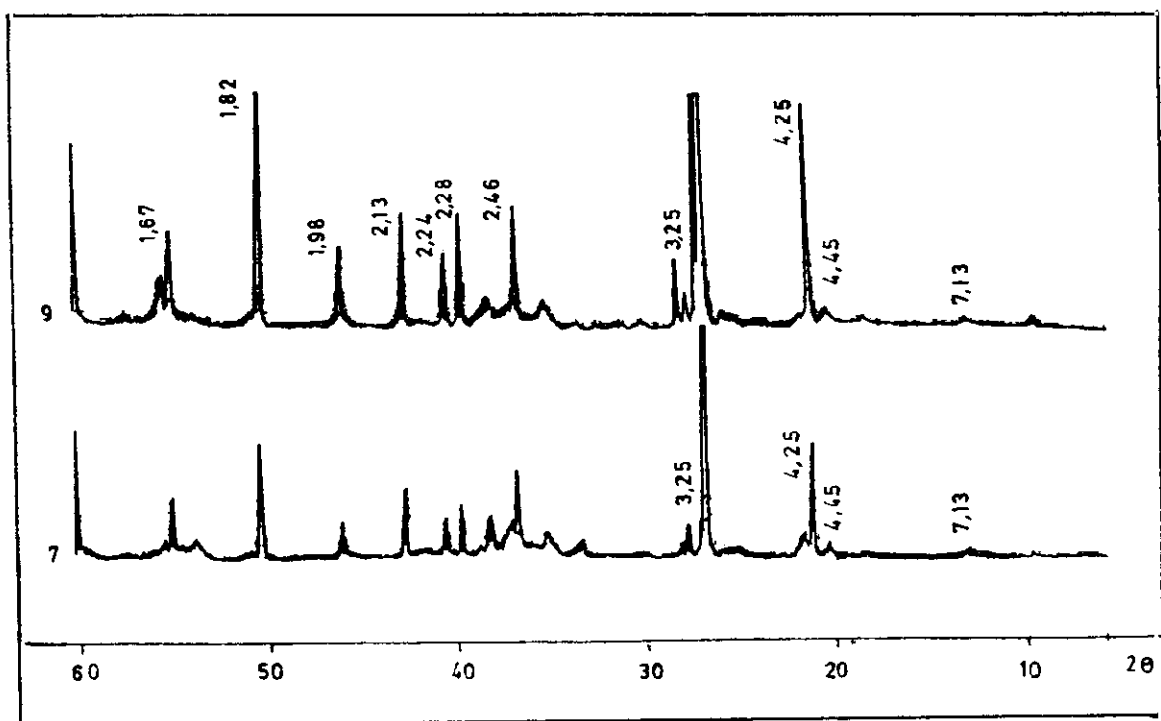


Figura 4.100 Diagramas de difracción de rayos X de las muestras de Rianza y Los Llanos (Segovia)

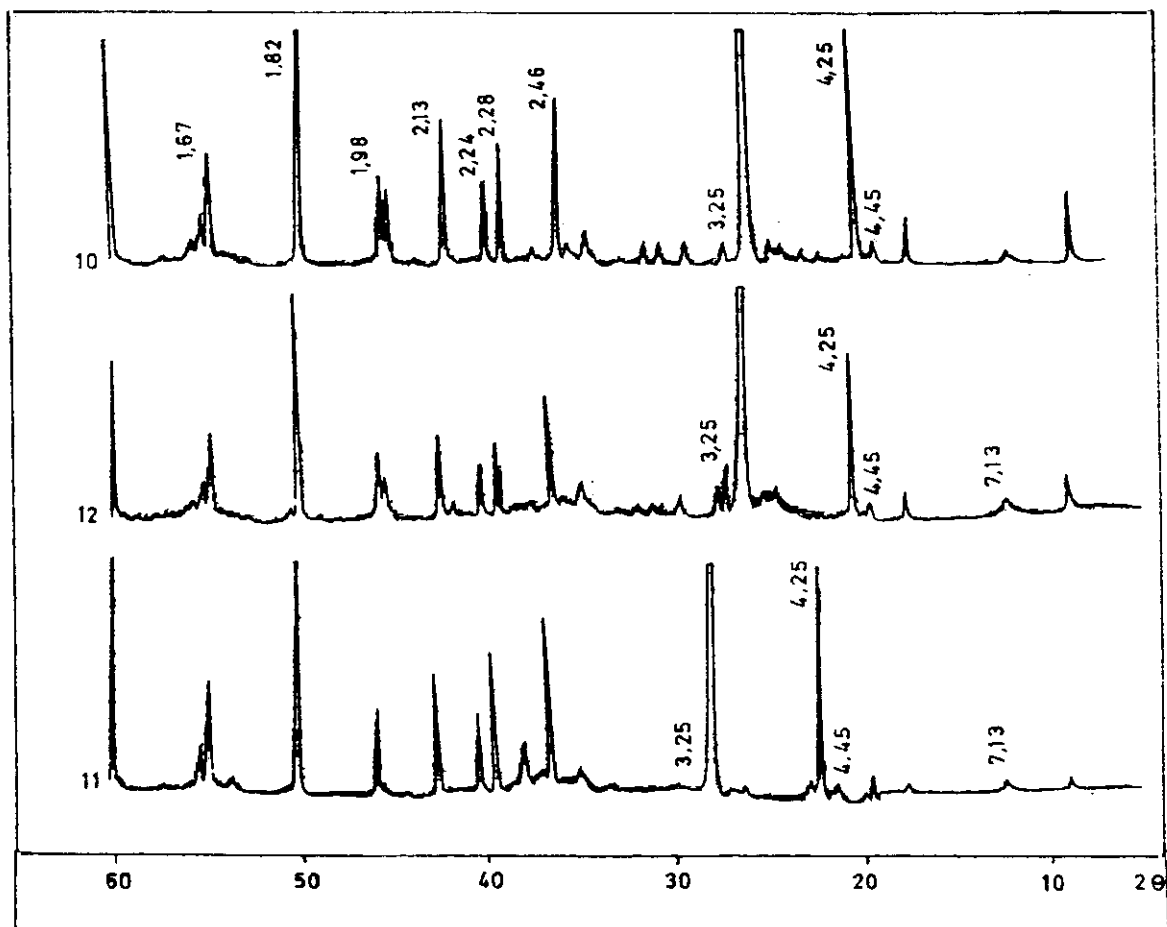


Figura 4.101 Diagramas de difracción de rayos X de las muestras de Gascueña, Hiendelaencina y Robledo de Corpes (Guadalajara)

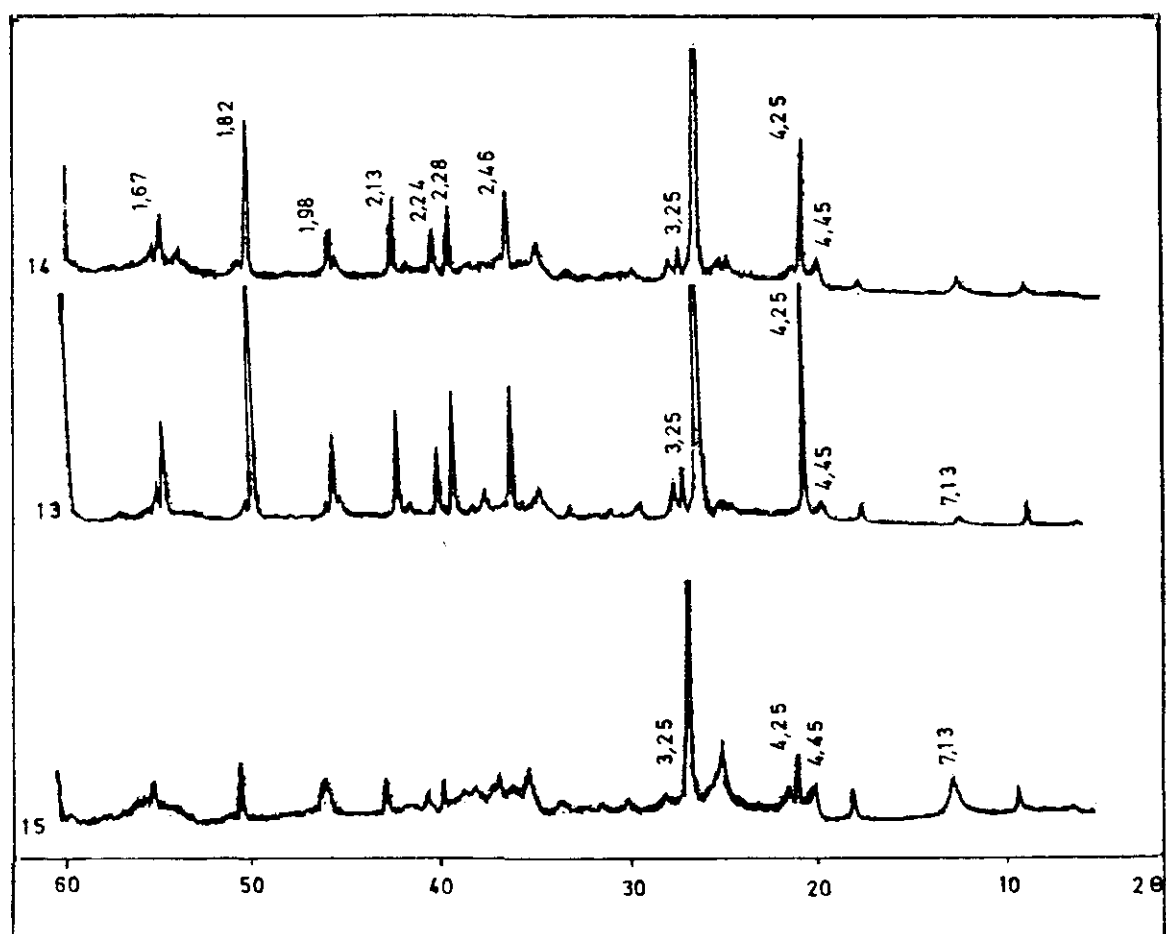


Figura 4.102 Diagramas de difracción de rayos X de las muestras de Casa de Uceda, Puebla de Valles y Matarrubia (Guadalajara)



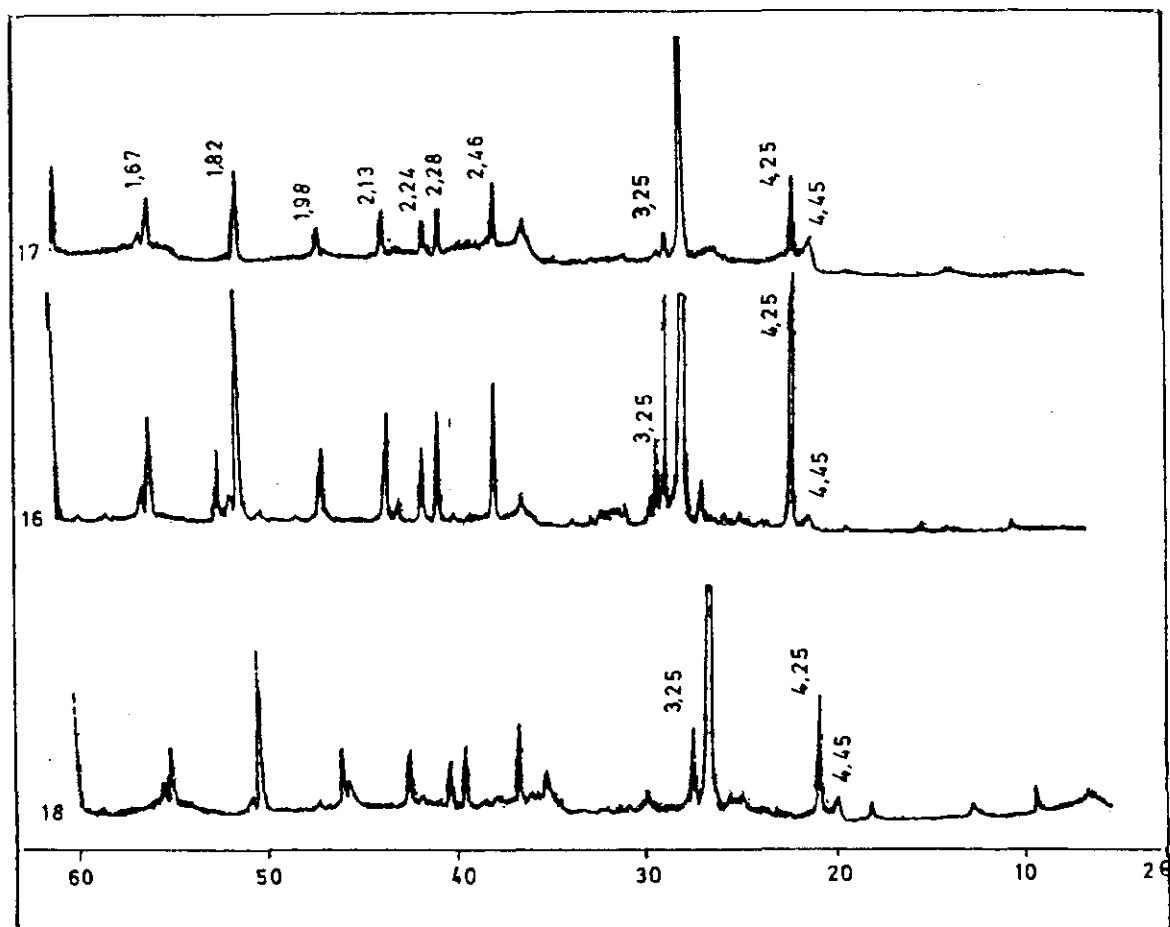


Figura 4.103 Diagramas de difracción de rayos X de las  
muestras de El Casar de Talamanca Sup. e Inf. y  
Fuentelahiguera (Guadalajara)

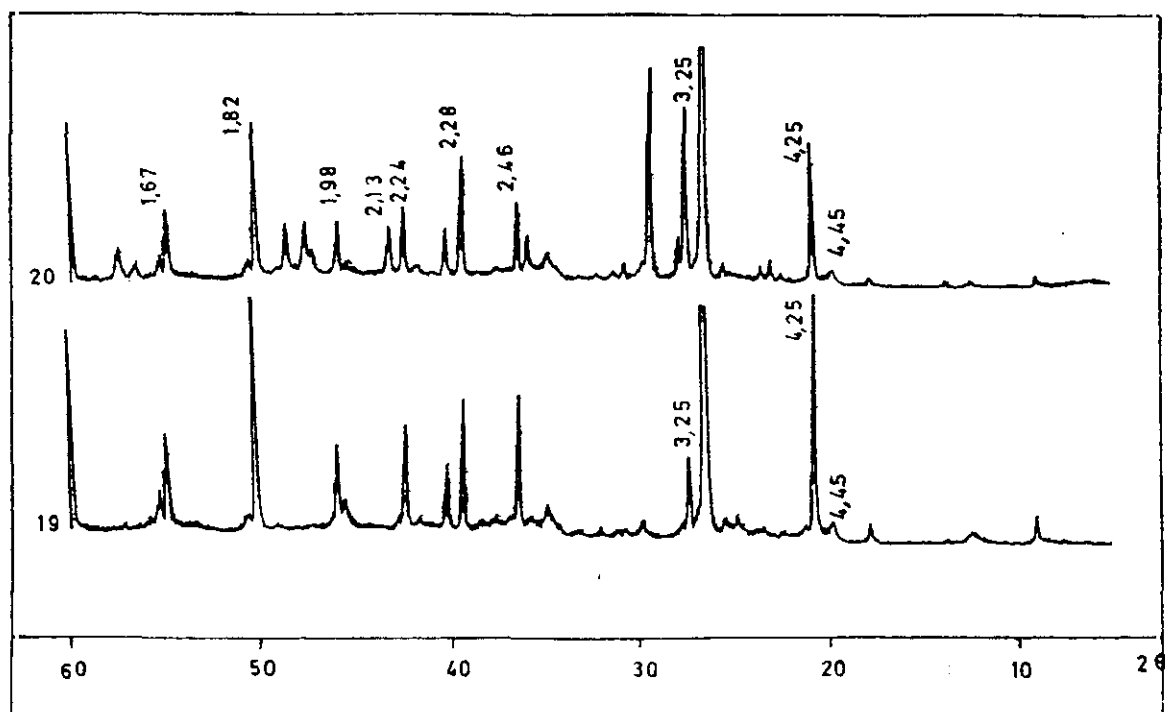


Figura 4.104 Diagramas de difracción de rayos X de las muestras Mesones y Viñuelas (Guadalajara)

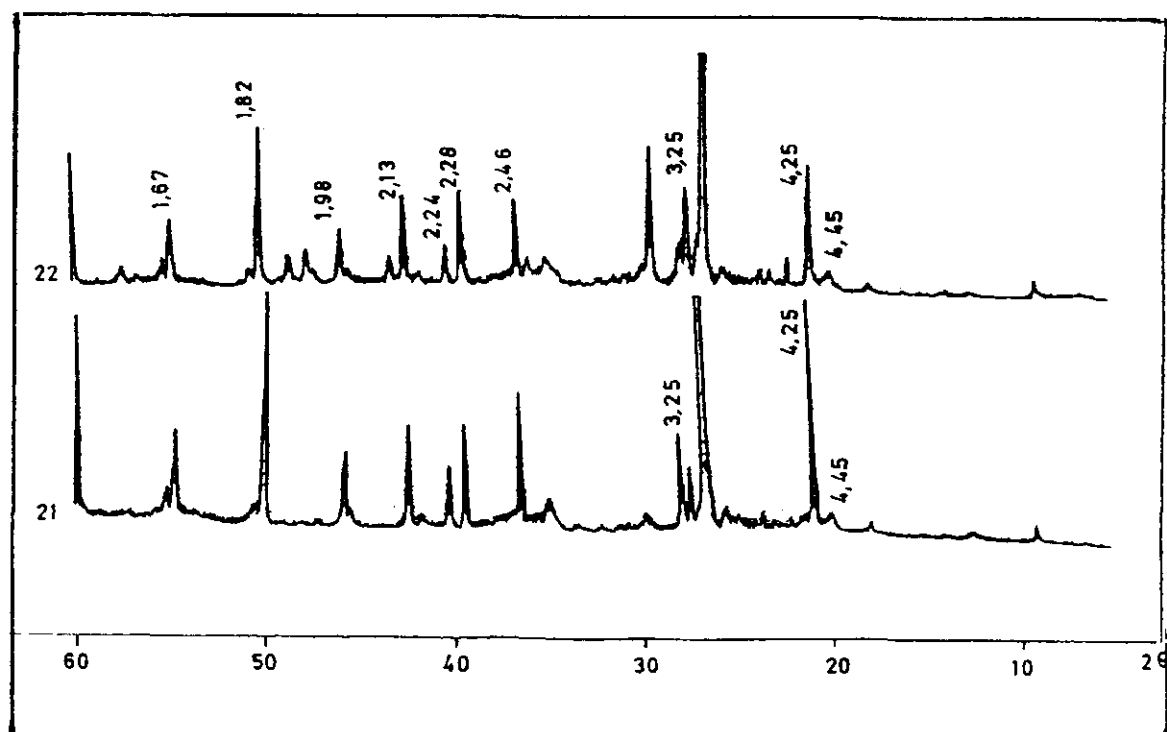


Figura 4.105 Diagramas de difracción de rayos X de las muestras de Layos y San Juan de Dios (Toledo)

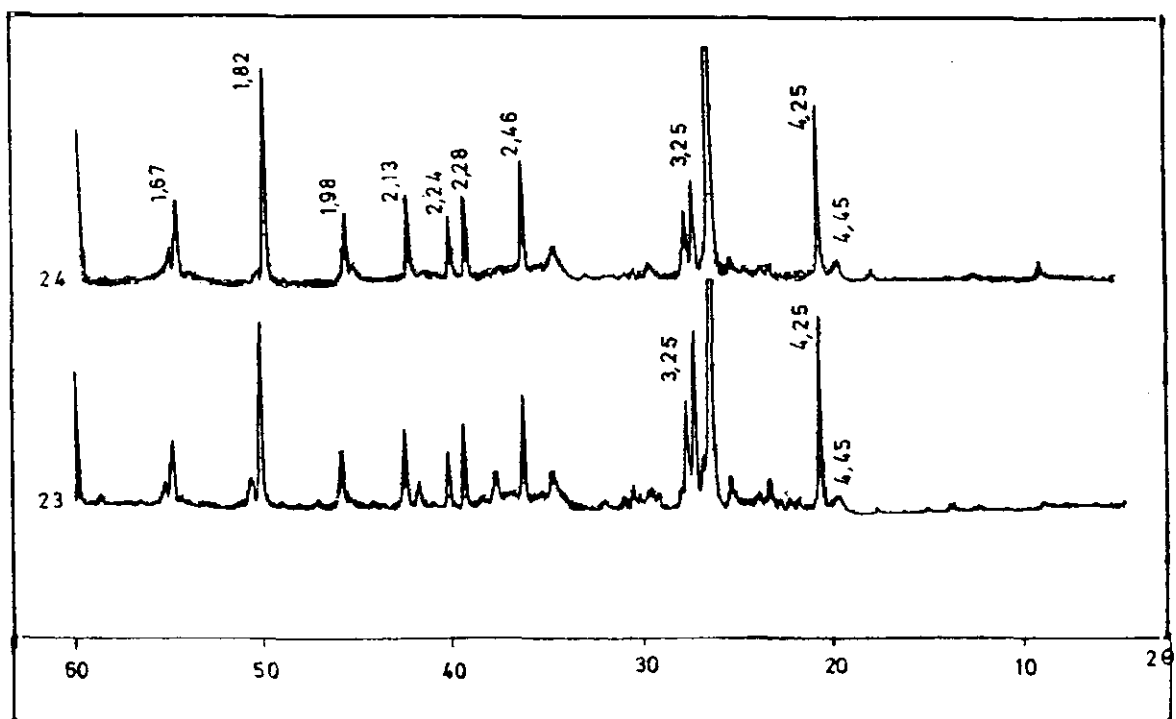


Figura 4.106 Diagramas de difracción de rayos X de las muestras de La Higuera y Ajofrín (Toledo)

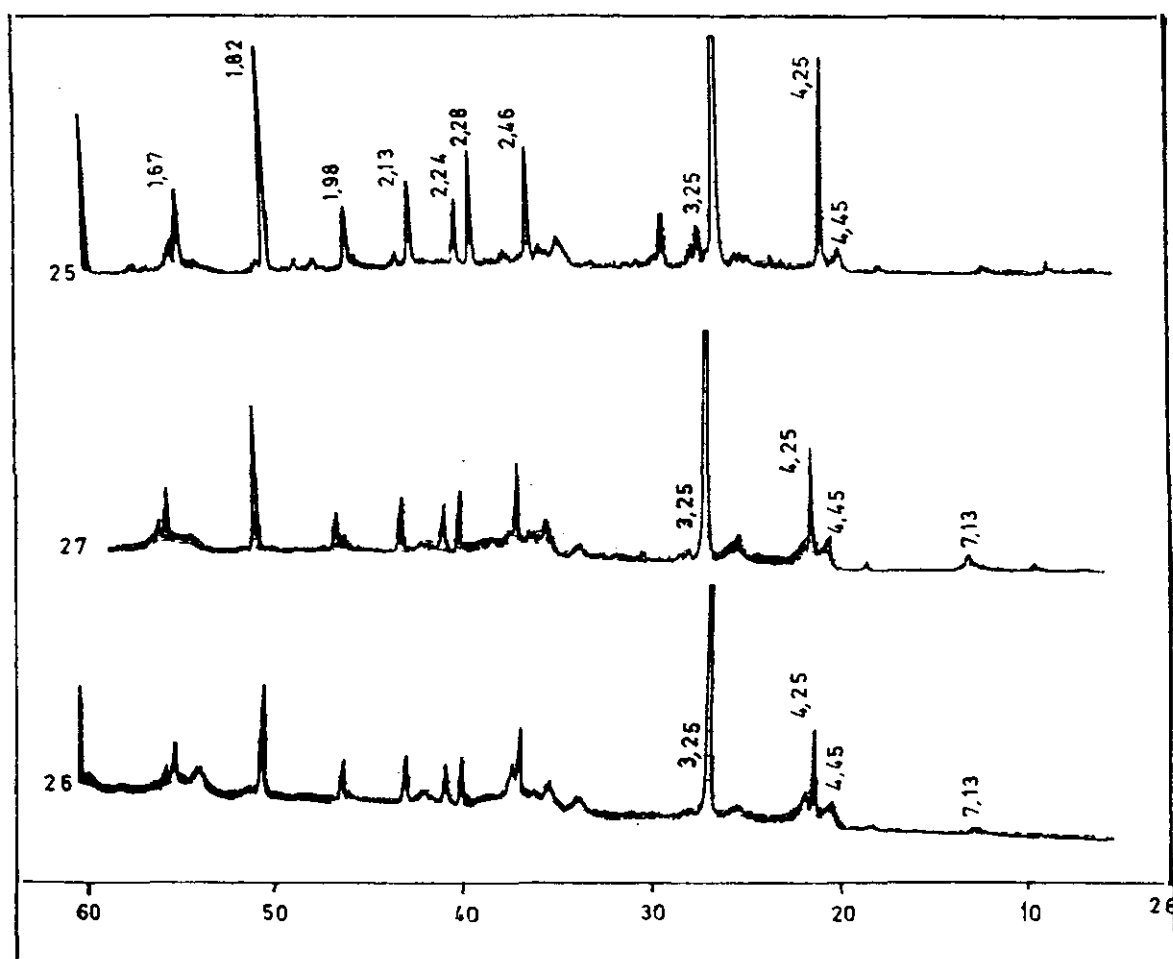


Figura 4.107 Diagramas de difracción de rayos X de las muestras de La Celada, Corral de Cantos y Navahermosa (Toledo)

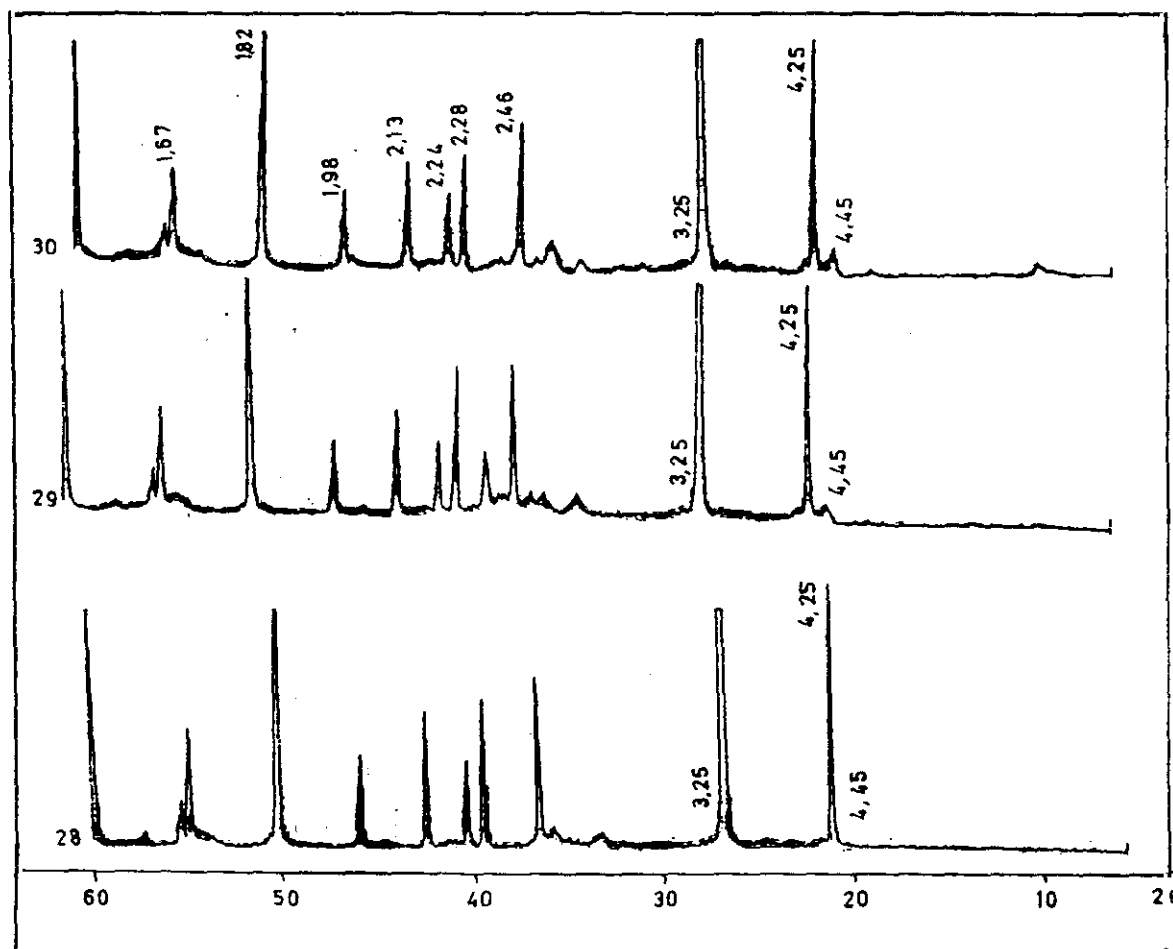


Figura 4.108 Diagramas de difracción de rayos X de las muestras de El Viso del Marqués (Ciudad Real) y Santa Elena (Jaén)

dado origen a estos suelos son pizarras negras homogéneas del Ordovícico, a diferencia del material mucho más cuarcítico que dio origen al suelo de Bustares. Por otra parte, hay que considerar también que todas estas superficies de raña se asientan sobre gneis de origen muy antiguo (Cámbrico-Precámbrico).

En general, puede afirmarse que existe una gran uniformidad en cuanto a los componentes de dicha fracción, y que por lo general están en función tanto de la naturaleza litológica del sustrato geológico en que se encuentran estas acumulaciones, como de la ubicación cercana de otras formaciones sedimentarias.

Observando los datos independientemente, pueden apreciarse ligeras diferencias, pero en todas las muestras predomina el cuarzo, como consecuencia de una mayor alteración, siguiendo en importancia arcillas del grupo de la caolinita, illita, vermiculita etc.

Los valores de estos análisis semicuantitativos los hemos obtenido con los valores correspondientes a las cantidades de cuarzo, feldespatos y calcita, en el caso de que aparezca en alguna de las muestras; el resto hasta cien se reparte proporcionalmente entre los minerales de la arcilla presentes, de acuerdo con las proporciones relativas entre ellos, deducidas de sus intensidades y poderes reflectantes relativos.

#### IV.2.1.9.6 Discusión y conclusiones

De los resultados experimentales, se pueden destacar los siguientes hechos:

En el Cuadro 4.53, correspondiente a las estaciones realizadas en el área de León, vemos que:

- a) los porcentajes de cuarzo oscilan entre un 74% y 92%
- b) los feldespatos apenas están representados, salvo en la estación de La Velilla, pero con un porcentaje del 7%.

**CUADRO 4.53. ANÁLISIS SEMICUANTITATIVOS POR DIFRACCIÓN DE RAYOS X EN % DE LEÓN**

Estaciones	K	Il	Ve	Q	Fel	Ca
El Espinal-1	7%	5%	2%	85%	Trazas	--
El Espinal-2	9%	8%	Trazas	81%	Trazas	--
Camposagrado	5%	7%	Trazas	86%	Trazas	--
Villarroquel	8%	17%	--	74%	Trazas	--
Secarejo	3%	3%	Trazas	92%	Trazas	--
La Velilla	11%	6%	--	76%	7%	--

c) los filosilicatos representados son la caolinita e illita, no pasando ninguno de ellos del 17%; la vermiculita aparece en una sola estación con el 2% y en el resto de ellas solo trazas.

En el Cuadro 4.54 de la zona de Segovia, el cuarzo oscila entre un 61% y 80%; los feldespatos aquí sólo aparecen en una estación también con el 5%. Los filosilicatos aparecen en esta área algo más altos, y se presenta la esmectita con un 3% en una de las estaciones.

Según Espejo (1985, 1987) la presencia esporádica de esmectita en suelos de raña es fundamentalmente en los horizontes profundos, siendo su proporción inferior a la de la caolinita. En el año 1978 este mismo autor identifica esmectita en la formación detrítica situada debajo de la raña, y señala que la presencia de este mineral es un reflejo de las condiciones climáticas del medio; en la cuenca sedimentaria Terciaria, se concentraron las sustancias químicas (sílice, bases, etc.) que transportaban las aguas procedentes del área emergida, originándose así unas condiciones propicias a su génesis.

También aparece trazas de pirofilita. Según Biscaye, (1965), y Lafond, (1965) la pirofilita se ha encontrado en rocas sedimentarias en donde se la suele considerar de origen detrítico, pero no es frecuente su presencia en rocas de alto o medio grado de metamorfismo, Velda, (1985), y Sánchez Camazano et al. (1988) señalan que de acuerdo con las condiciones de síntesis de este mineral, su formación no es posible

**CUADRO 4.54. ANÁLISIS SEMICUANTITATIVOS POR DIFRACCIÓN DE RAYOS X EN % DE SEGOVIA**

Estaciones	K	Il	Es	Pir	Q	Fto	Ca
Riaza-1	16%	15%	3%	--	61%	5%	--
Riaza-2	4%	26%	--	--	69%	Trazas	--
Riaza-3	12%	19%	Trazas	Trazas	66%	Trazas	--
Los Llanos	7%	11%	--	--	80%	Trazas	--

durante la edafogénesis, siendo su origen siempre heredado del material de partida. Estos autores consideran que si la pirofilita tiene origen metamórfico y el tamaño de partícula es grande en el material original, al alterarse pasará preferentemente a las fracciones gruesas y sólo cuando la alteración sea más acusada se encontrará en las fracciones finas Aragoneses, (1990).

El Cuadro 4.55 es del área de Guadalajara, estando el cuarzo comprendido entre un 27% y 80%; la calcita aparece en la estación de Mesones con una representación del 23%<sup>(1)</sup>; los feldespatos son más abundantes sobre todo en la muestra correspondiente a Mesones con un 15% y entre los filosilicatos que aparecen, la mayor proporción es de caolinita e illita en Matarrubia.

Los horizontes más superficiales (A y E) de todos los suelos son los menos alterados, en contraposición con los Bt, en los que la alteración es más acusada. Según lo dicho anteriormente, los suelos más alterados son los de la raña alta, siendo los de la zona baja los menos, ya que presentan mayor porcentaje de feldespatos. Ello apuntaría a una mayor antigüedad de la primera.

En el Cuadro 4.56, correspondiente a las estaciones realizadas en el área de Toledo, también el cuarzo es el mineral mayoritario, estando comprendido los porcentajes entre un 49% y 79%; aparece calcita en dos estaciones Layos y La - -

<sup>(1)</sup> Nótese que en Mesones se han descrito horizontes de costra calcárea, algo sumamente infrecuente en la raña.



CUADRO 4.55. ANÁLISIS SEMICUANTITATIVOS POR DIFRACCIÓN DE RAYOS X EN % DE GUADALAJARA

Estaciones	K	II	Es	Ve	Q	Fto	Ca
Gascueña-Hiendelaencina	7%	13%	--	--	79%	Trazas	--
Robledo de Corpes-Atienza	13%	9%	--	Trazas	76%	Trazas	--
Hiendelaencina	9%	18%	--	--	69%	4%	--
Puebla de Valles	6%	9%	2%	--	80%	3%	--
Casa de Uceda	5%	24%	--	Trazas	67%	3%	--
Matarrubia	20%	50%	Trazas	Trazas	27%	Trazas	--
El Casar de Talamanca-Sup	2%	12%	4%	--	76%	6%	--
El Casar de Talamanca-Inf	8%	38%	19%	--	32%	3%	--
Fuentelahiguera	4%	22%	12%	--	53%	9%	--
Viñuelas	6%	9%	Trazas	--	78%	6%	--
Mesones	3%	9%	3%	--	47%	15%	23%

CUADRO 4.56. ANÁLISIS SEMICUANTITATIVOS POR DIFRACCIÓN DE RAYOS X EN % DE TOLEDO

Estaciones	K	II	Es	Ve	Q	Fto	Ca
San Juan de Dios	Trazas	6%	9%	--	79%	5%	--
Layos	2%	9%	14%	--	50%	9%	16%
Ajofrín	Trazas	11%	8%	--	67%	13%	--
La Higuera	Trazas	16%	3%	--	70%	10%	--
La Celada	6%	14%	6%	--	67%	3%	4%
Navahermosa	26%	24%	--	--	49%	Trazas	--
Corral de Cantos	28%	15%	2%	2%	52%	Trazas	--

CUADRO 4.57. ANÁLISIS SEMICUANTITATIVOS POR DIFRACCIÓN DE RAYOS X EN % DE CIUDAD REAL Y JAÉN

Estaciones	K	II	Ve	Q	Fto
El Viso del Marqués	Trazas	2%	Trazas	95%	Trazas
Santa Elena-1	5%	12%	--	82%	Trazas
Santa Elena-2	--	24%	--	75%	Trazas

Celada<sup>(2)</sup>; los feldespatos están representados en la mayoría de las estaciones y los filosilicatos más representativos son la illita, esmectita y en menor proporción la caolinita.

En el Cuadro 4.57, están representadas las áreas de Ciudad Real y Jaén, siendo igualmente el cuarzo el que más porcentaje tiene; los feldespatos sólo aparecen con trazas; y entre los filosilicatos la illita es el más destacado.

Los difractogramas de la fracción arcilla del suelo correspondiente a agregados orientados, etilenglicol y tratamiento a 550°C, están representados en las Figuras 4.109 a 4.118, y nos han permitido identificar los siguientes filosilicatos: caolinita, illita, vermiculita, interestratificados (illita-vermiculita, illita-esmectita, esmectita-vermiculita y clorita-esmectita), esmectita y pirofilita.

Para las identificaciones de los citados difractogramas se han seguido fundamentalmente los trabajos de Carrol (1969), Brown (1972) y Thorez (1975 y 1976).

La caolinita en las distintas áreas de estudio acompaña ocasionalmente a la illita y a minerales interestratificados, siendo en general su presencia escasa. Se reconoce en los difractogramas por su fuerte reflexión basal a los 7,13Å. No le afecta el tratamiento con etilenglicol, pero sí a 550°C, temperatura a la que llega a desaparecer por destrucción de la red a estas temperaturas, según podemos comprobar en la Tabla III.

Su porcentaje no suele sobrepasar el 28% de la fracción arcilla.

Se forma en el continente, en regiones con abundante precipitación, buen drenaje y con suelos ácidos, y esencialmente en las alteraciones y en los suelos, bajo

---

<sup>(2)</sup> Téngase en cuenta que "Celada" es un término que significa oscuridad oculta, y suele asociarse a dolinas en un paisaje kárstico. ¿Hay calizas cámbricas infrayacentes?

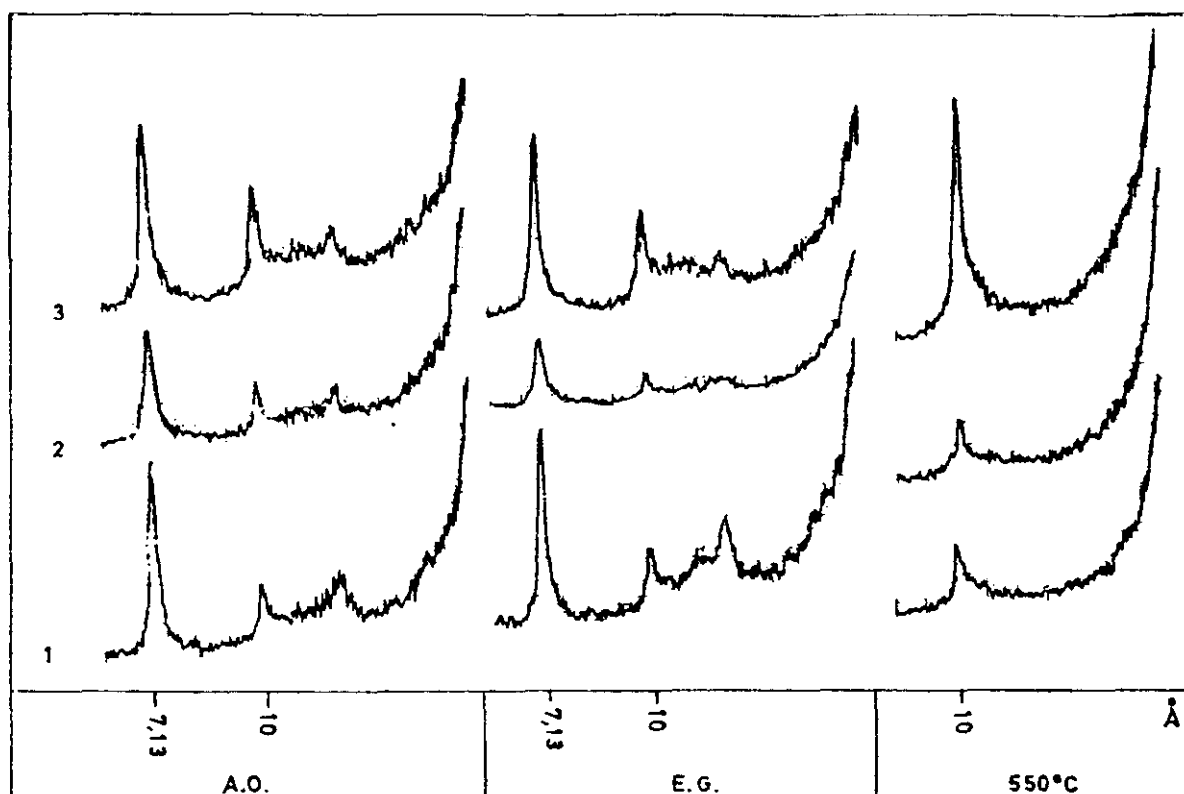


Figura 4.109 Difractogramas de A.O. sometidos a distintos tratamientos. Fracción arcilla. Muestras de El Espinal 1-2 y Camposagrado (León)

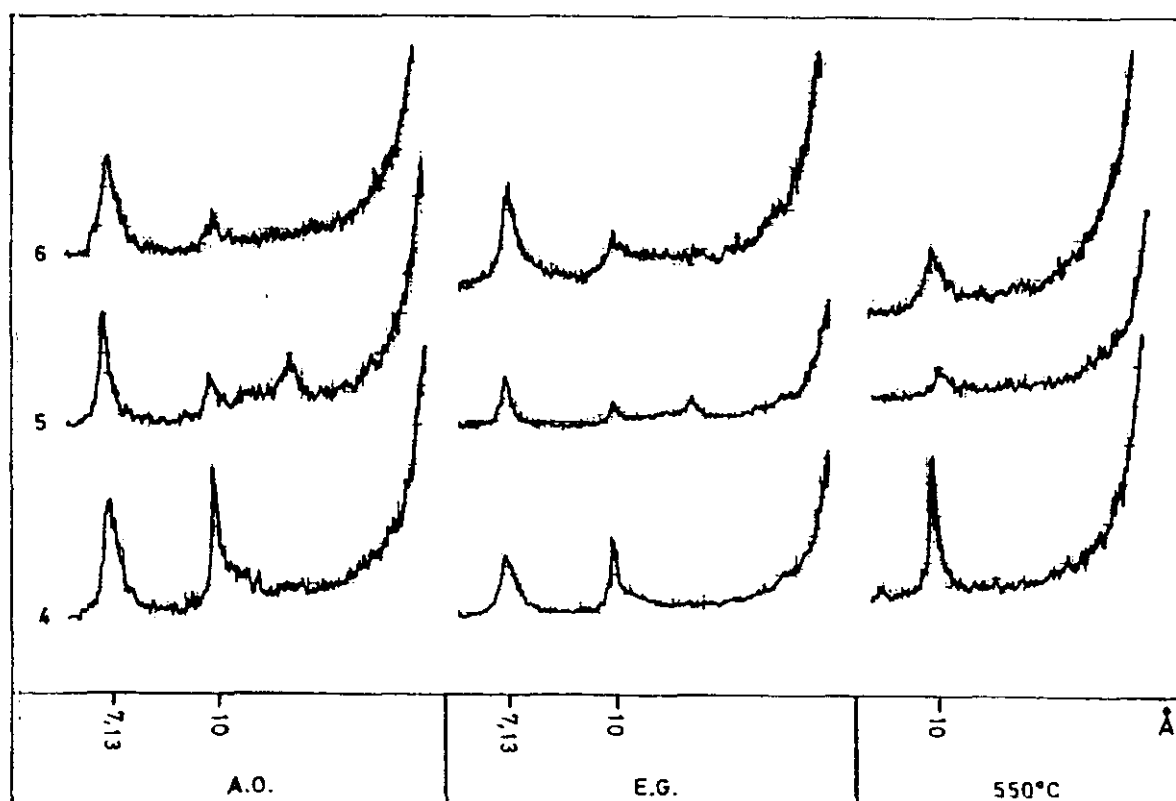


Figura 4.110 Difractogramas de A.O. sometidos a distintos tratamientos. Fracción arcilla. Muestras de Villarroquel, Secarejo y La Velilla (León)

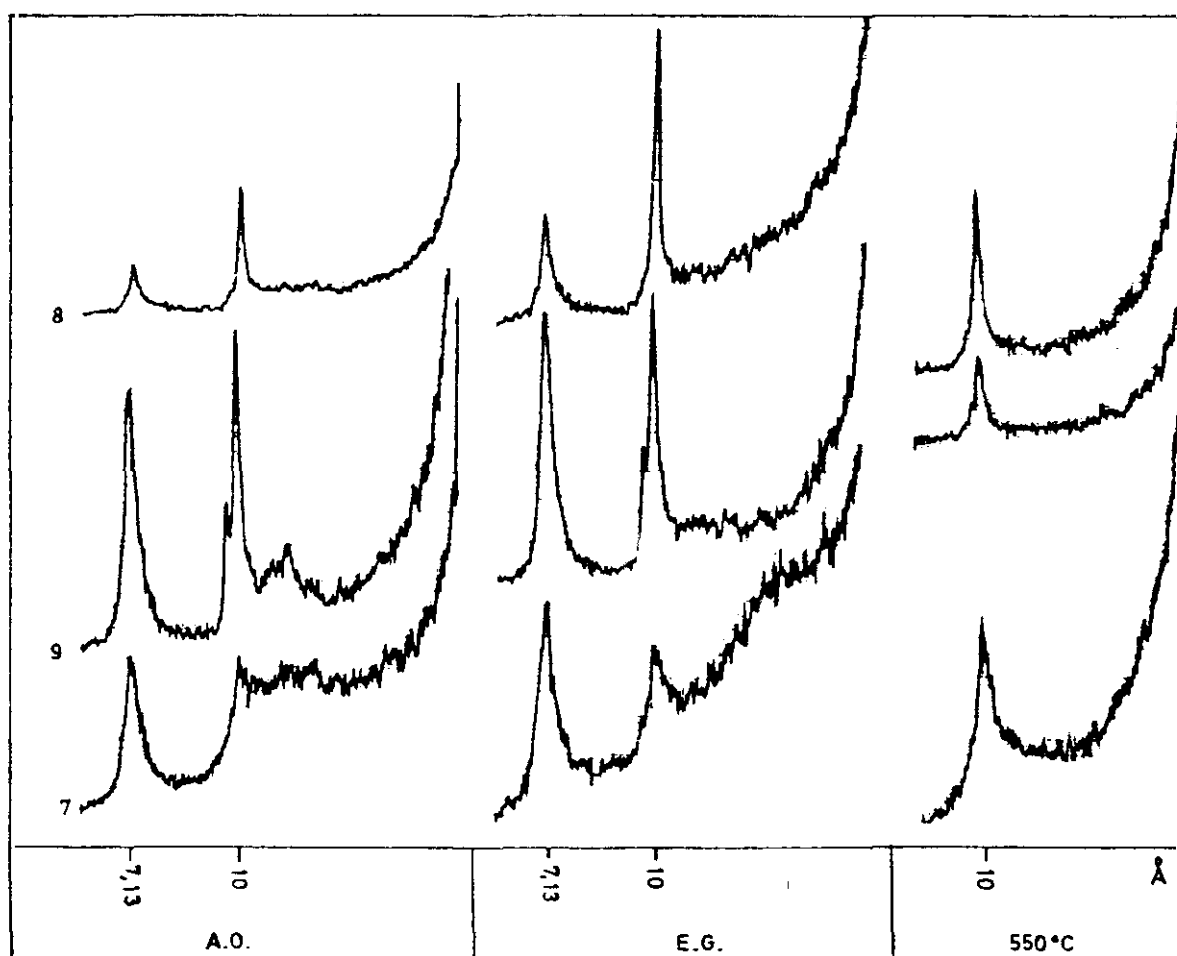


Figura 4.111 Difractogramas de A.O. sometidos a distintos tratamientos. Fracción arcilla. Muestras de Ríaza 1-2 y Los Llanos (Segovia)

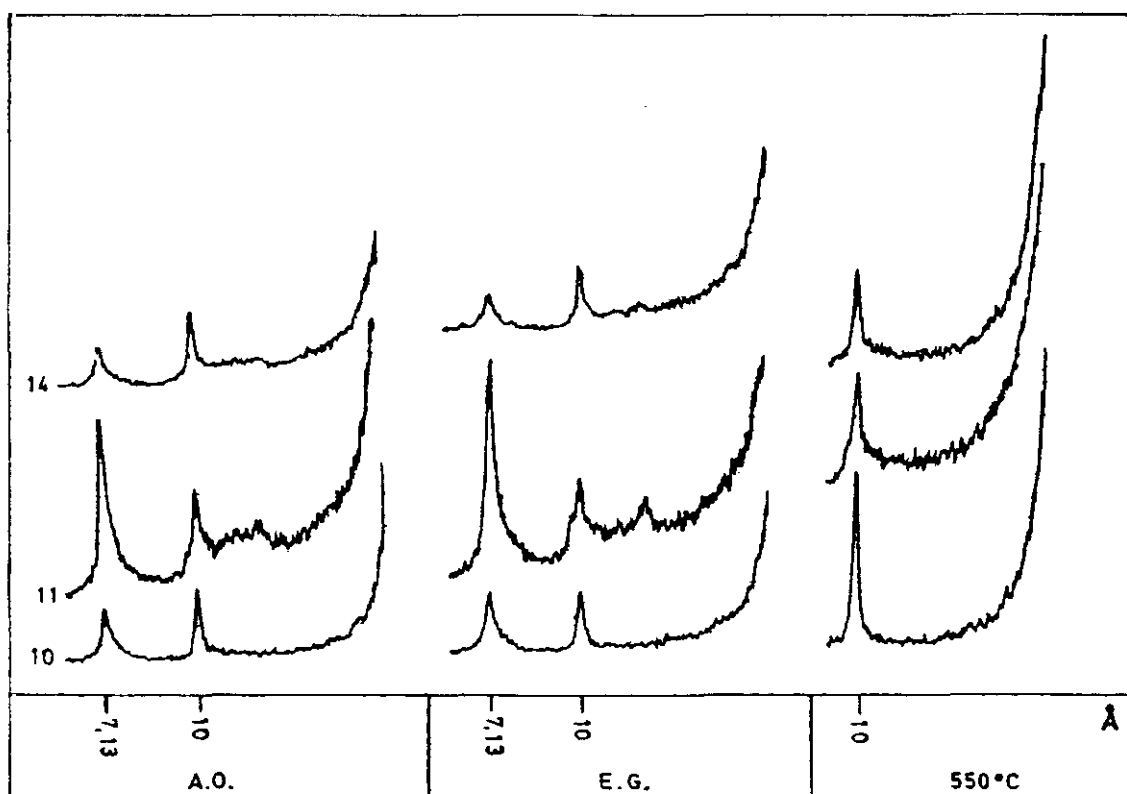


Figura 4.112 Difractogramas de A.O. sometidos a distintos tratamientos. Fracción arcilla. Muestras de Casa de Uceda, Robledo de Corpes y Gascueña (Guadalajara)

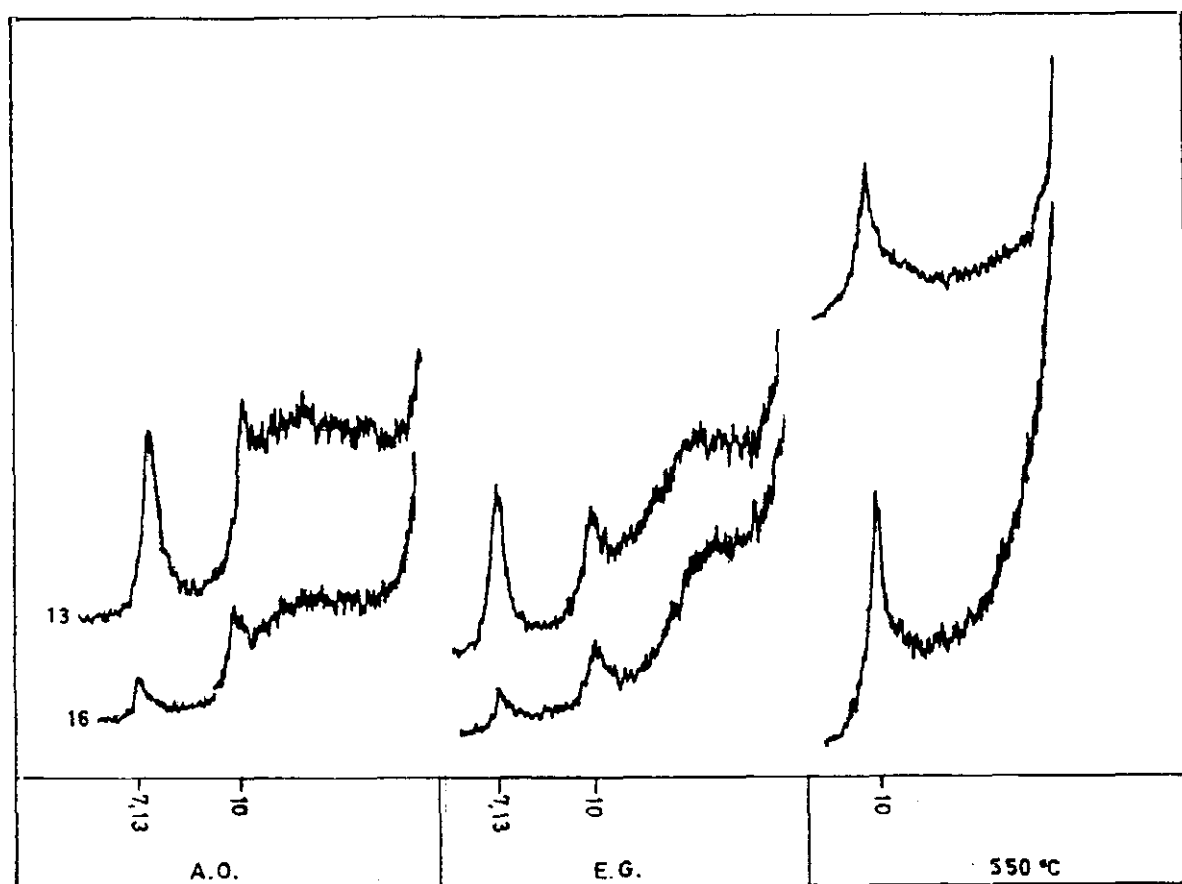


Figura 4.113 Difractogramas de A.O. sometidos a distintos tratamientos. Fracción arcilla. Muestras de Puebla de Valles y El Casar de Talamanca Sup. (Guadalajara)

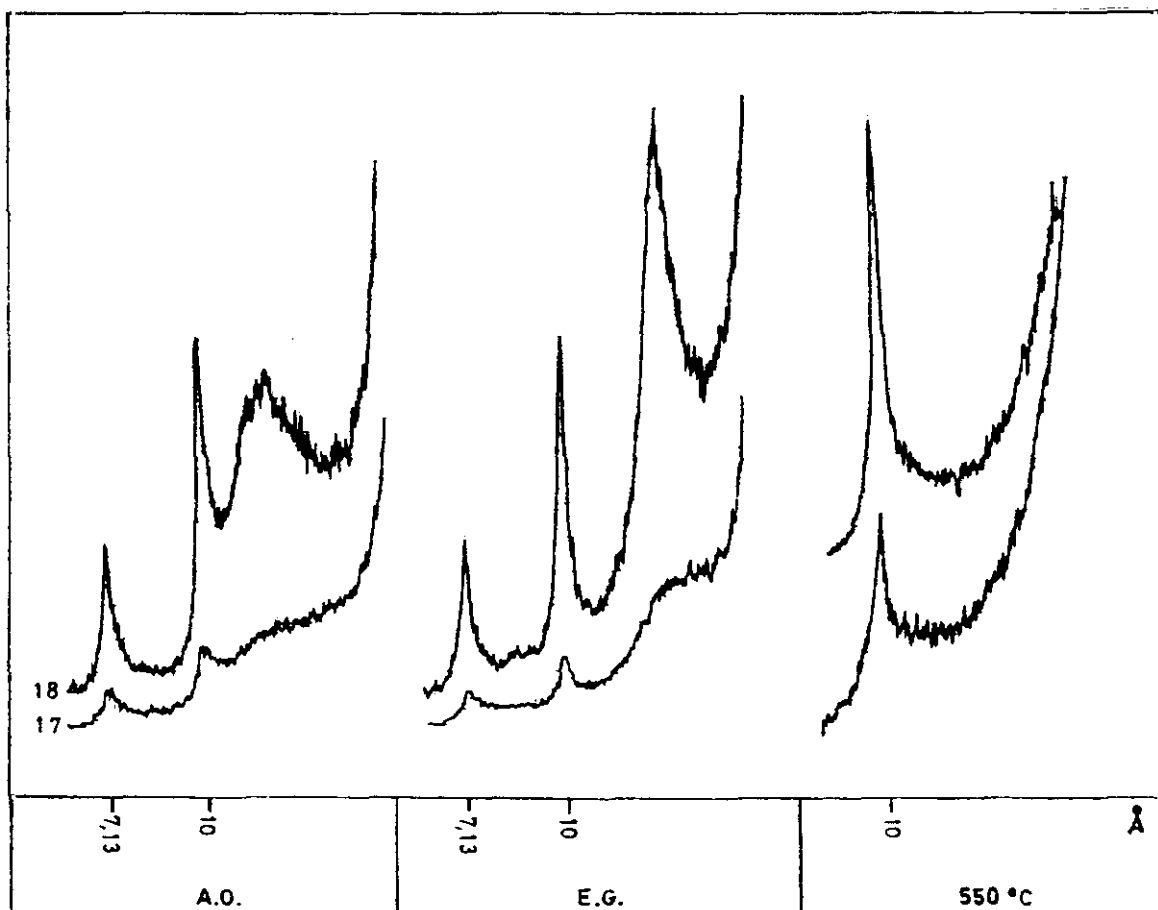


Figura 4.114 Difractogramas de A.O. sometidos a distintos tratamientos. Fracción Arcilla. Muestras de Fuentelahiguera y El Casar de Talamanca Inf. (Guadalajara)

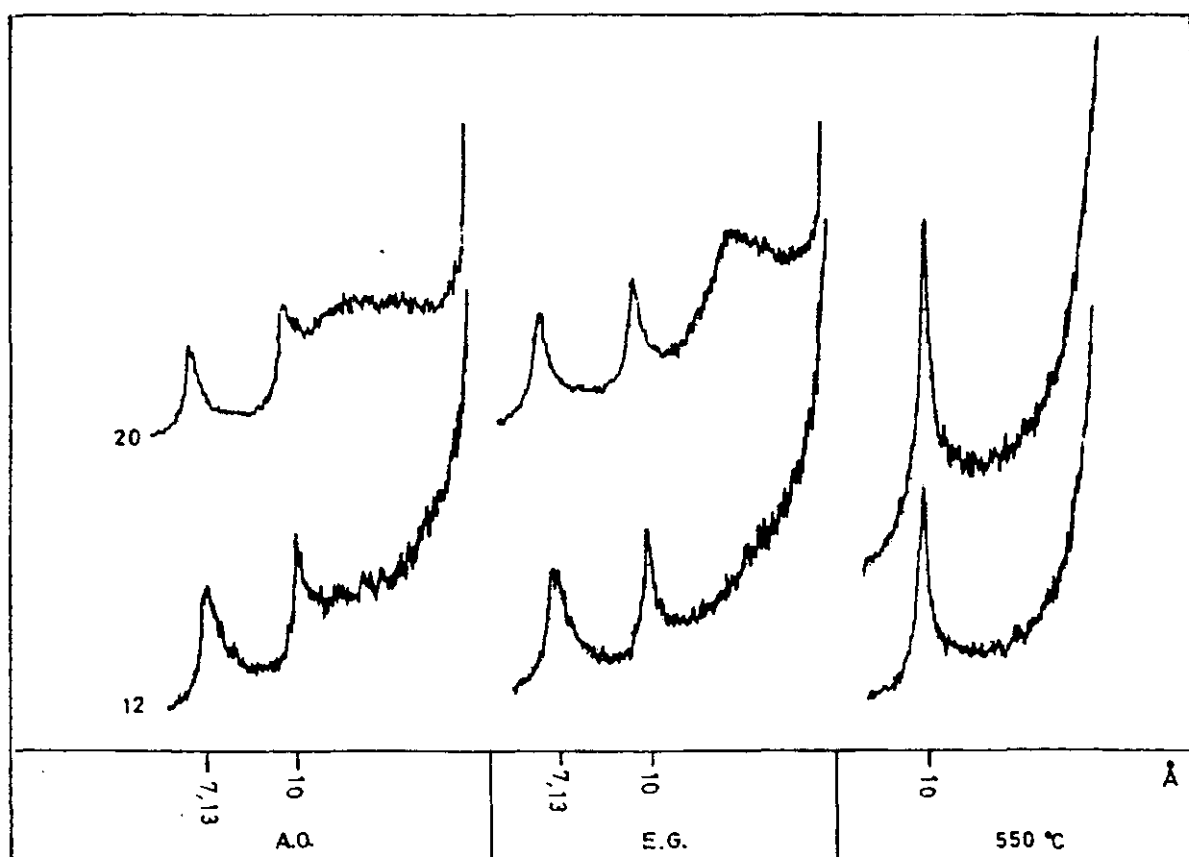


Figura 4.115 Difractogramas de A.O. sometidos a distintos tratamientos. Fracción arcilla. Muestras de Hiendelaencina y Mesones (Guadalajara)



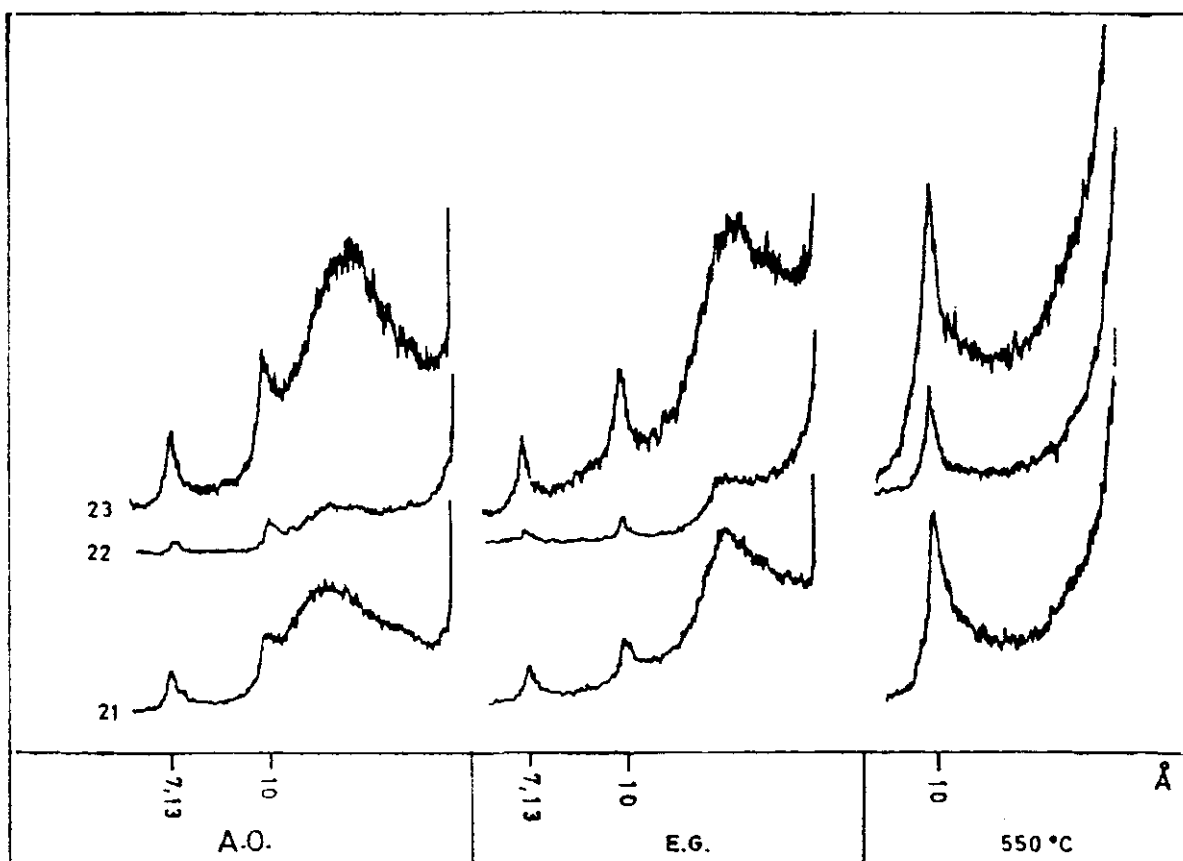


Figura 4.116 Difractogramas de A.O. sometidos a distintos tratamientos. Fracción arcilla. Muestras de Ajofrín, Layos y San Juan de Dios (Toledo)

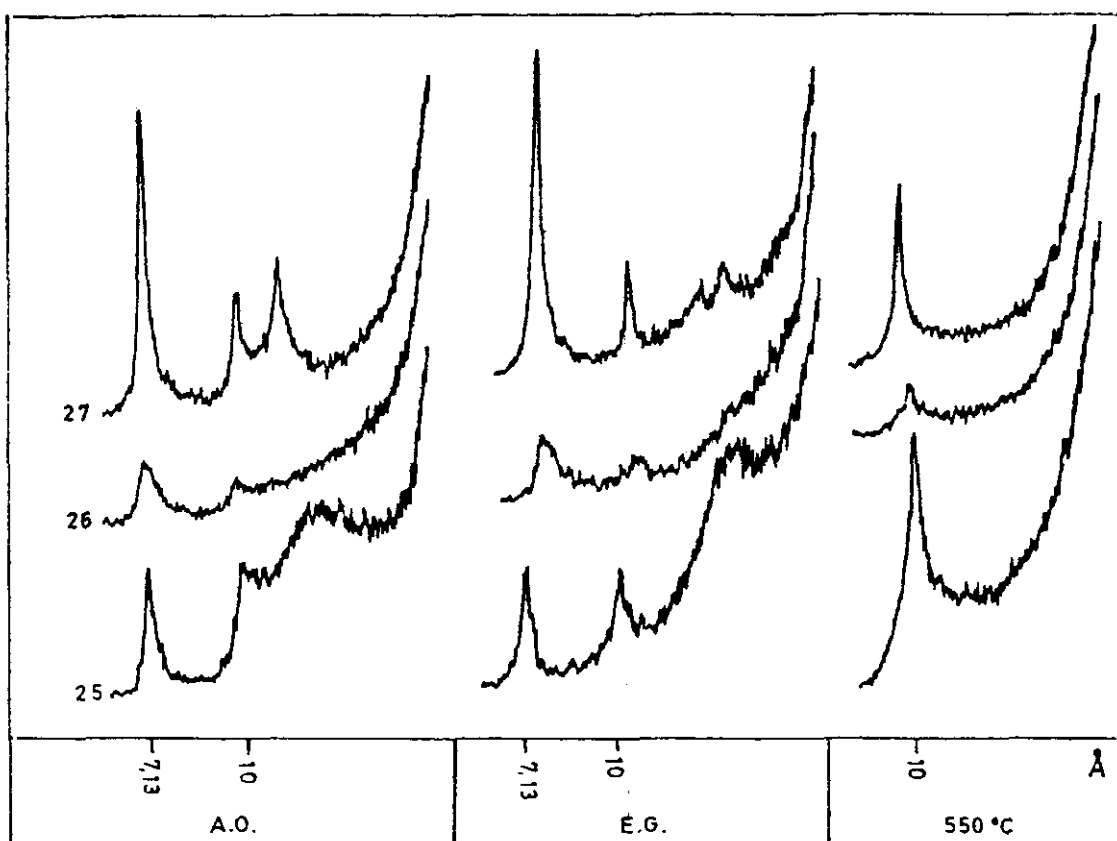


Figura 4.117 Difractogramas de A.O. sometidos a distintos tratamientos. Fracción arcilla. Muestras de La Celada, Corral de Cantos y Navahermosa (Toledo)

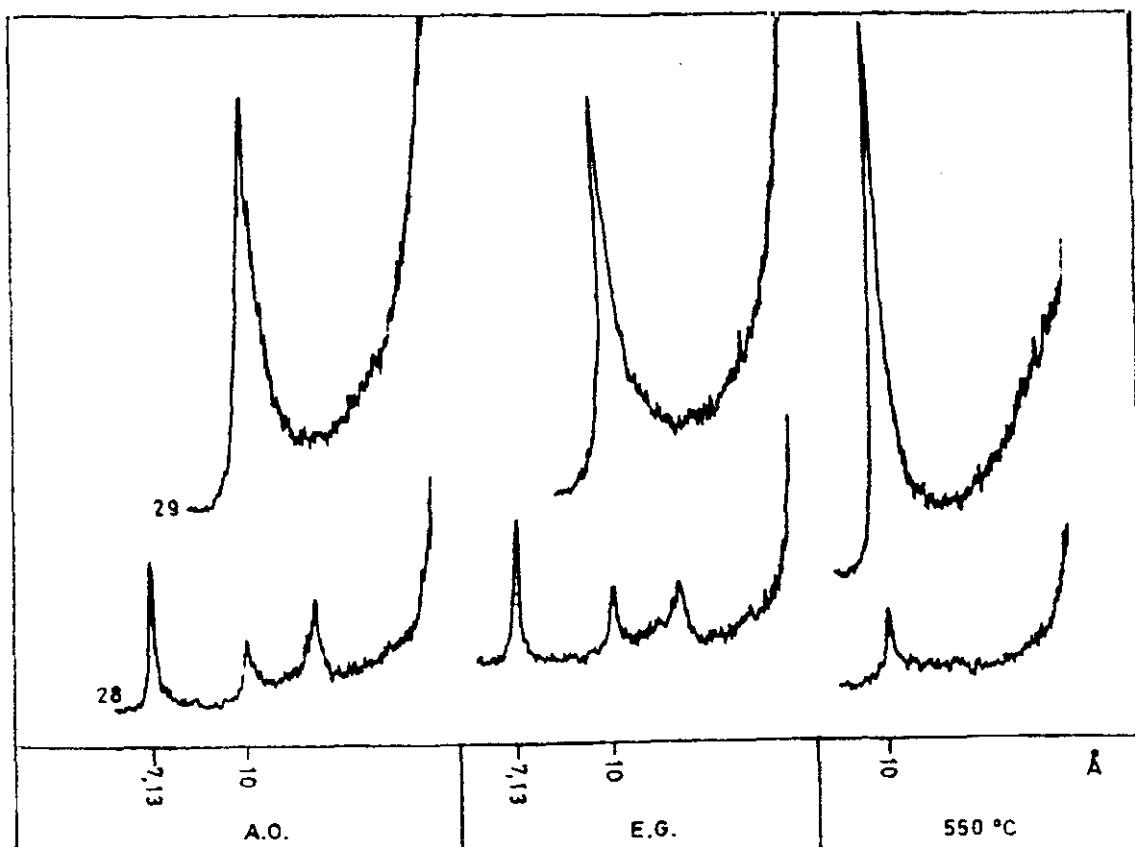


Figura 4.118 Difractogramas de A.O. sometidos a distintos tratamientos. Fracción arcilla. Muestras de El Viso del Marqués (Ciudad Real) y Santa Elena (Jaén)

TABLA III

VALORES MEDIOS EN Å DE LAS LÍNEAS DE DIFRACCIÓN CARACTERÍSTICAS DE LOS MINERALES DE LAS ARCILLAS SIMPLES DESPUÉS DE DIFERENTES TRATAMIENTOS

	2θN	E.G.	550°C
Caolinita	7,13 Å	7,13 Å	---
Ilita	10,00 Å	10,00 Å	10,00 Å
Clorita	14,00 Å	14,00 Å	14,00 Å
Vermiculita	14,00 Å	14,00 Å	---
Esmectita	14,00 Å	17,00 Å	10,00 Å

condiciones de intenso lavado y pH ácido. Pero una vez formada es posiblemente el mineral más estable y resistente en los sedimentos.

Es frecuente en los podsoles que son típicos de áreas con clima templado fríos y con abundantes precipitaciones.

El término ilita fue introducido por Grim et al. (1937) para designar "minerales de la arcilla constituyentes de sedimentos arcillosos pertenecientes al grupo de la mica", pero que se distinguen de la moscovita ideal por contener más Si, Mg H<sub>2</sub>O y menos K interlamina. Posteriormente se ha descubierto que muchos de los minerales descritos como ilita contienen, de hecho, láminas de esmectita interestratificada Srodón, (1984), Srodón y Eberl, (1984), Aragoneses, (1990).

La ilita es un mineral heredado, formado a partir de las micas por pérdida de algún potasio interlamina, que aparece junto con la caolinita en todas las muestras analizadas. Su concentración relativa oscila entre 3% y 50% en algunos casos. En los difractogramas se reconoce por sus reflexiones basales a 10Å; se considera que se trata de ilita pura si el pico a 10Å no se modifica con etilenglicol o con calentamiento a 550°C, que es lo que sucede en nuestro caso.

Se aprecia que las micas son los minerales que en primer lugar conducen a la formación de la vermiculita, que es otro de los compuestos que aparece a niveles muy

bajos e incluso de trazas. Esta aparece en equilibrio en el medio, y aumenta su porcentaje en profundidad. La vermiculita está considerada como la etapa final de la transformación de las micas, siendo esta evolución bastante normal en países templados Tardy, (1969).

La aparición de esmectitas en algunas muestras nos hace pensar que su formación puede tener dos orígenes: por transformación de las micas con pérdida de hierro y potasio, o bien por neoformación a partir de los elementos liberados por hidrólisis de los silicatos primarios de la roca madre.

Vamos a resumir brevemente los resultados obtenidos de los difractogramas de todas las áreas.

#### IV.2.1.9.6.1 *LEÓN*

En la estación de El Espinal-1, la illita y vermiculita aparecen con cristalinidad baja, y la caolinita con cristalinidad media.

En el Espinal-2, La Velilla, Villarroquel, Secarejo y Camposagrado aparece una cristalinidad media en todos los minerales, y en esta última estación se ven indicios de un interestratificado illita-vermiculita.

#### IV.2.1.9.6.2 *SEGOVIA*

En la estación de Riaza-1, se observan pequeños contenidos de interestratificados del tipo illita-esmectita. La illita y caolinita tienen una cristalinidad media y la esmectita cristalinidad baja.

En Riaza-2, la illita tiene buena cristalinidad, en cambio la caolinita posee una cristalinidad baja.

En Riaza-3, la cristalinidad es baja a excepción de la esmectita. Se observa también una reflexión a  $9,20\text{\AA}$  asignada y cuantificada con poder reflectante de la mica.

En Los Llanos, la cristalinidad en general es baja, y después del calentamiento a  $550^{\circ}\text{C}$  persisten reflexiones a  $14\text{\AA}$  (clorita?).

#### IV.2.1.9.6.3 GUADALAJARA

En las estaciones de Gascueña e Hiendelaencina, se aprecia en las dos una cristalinidad media.

En Robledo de Corpes, la vermiculita tiene una cristalinidad sensiblemente más baja que la illita y caolinita.

En Puebla de Valles, la illita y caolinita tienen una cristalinidad media, y la esmectita presenta cristalinidad muy baja y se observa interestratificados del tipo illita-esmectita (cuantificados junto con la esmectita) en pequeños tantos por cientos.

En Casa de Uceda, la cristalinidad de los filosilicatos es baja.

En Matarrubia, la illita y caolinita tienen una cristalinidad media. El interestratificado tiene una cristalinidad muy baja; en él se observa además las reflexiones de la esmectita y vermiculita (en pequeños contenidos) cuantificándose en conjunto.

En El Casar de Talamanca, en las dos estaciones realizadas, y Fuentelahiguera, la cristalinidad es baja.

En Viñuelas y Mesones, la cristalinidad es media.

#### IV.2.1.9.6.4 *TOLEDO*

En las estaciones de San Juan de Dios, Ajofrín y La Celada, se aprecia una cristalinidad media.

En Layos, vemos una cristalinidad muy baja en todos los filosilicatos.

En las estaciones de La Higuera y Navahermosa, la cristalinidad es baja en general.

En la estación de Corral de Cantos, la illita y caolinita tienen una buena cristalinidad, en cambio la esmectita y vermiculita tienen una cristalinidad muy baja.

#### IV.2.1.9.6.5 *CIUDAD REAL*

En la estación El Viso del Marqués, la illita y vermiculita tienen una cristalinidad media, en cambio la caolinita posee una buena cristalinidad.

#### IV.2.1.9.6.6 *JAÉN*

En la estación de Santa Elena-1, la cristalinidad es baja y en Santa Elena-2, la cristalinidad es relativamente buena.

A modo de resumen total de lo expuesto anteriormente podemos señalar que casi todas las muestras corresponden a los horizontes A (fracciones gruesas, por ello el alto contenido en cuarzo). Feldespatos y filosilicatos son los minerales predominantes en las áreas estudiadas, viendo como el tectosílicato principal es el cuarzo, y los difractogramas están enteramente dominados por los picos característicos de este mineral, ya que su contenido está por encima del 80 e incluso el 90% en algunos casos, y que su proporción aumenta con el tamaño de partícula, mientras que los filosilicatos presentan su contenido mayor en la fracción arcilla.

Como minerales minoritarios se encuentran los feldespatos cuyas reflexiones aparecen entre los 20° y 30° apenas superando el 15% en los horizontes superficiales y calcita en algunas áreas de Guadalajara y Toledo. Hemos podido apreciar cómo el contenido de los feldespatos disminuye en las fracciones más finas, y con el aumento de la profundidad. El hecho de que la proporción de feldespatos disminuya con la profundidad e incluso lleguen a desaparecer en algunos casos pone en evidencia la gran meteorización química que han sufrido estos suelos en los horizontes subsuperficiales.

En la fracción arcilla de todas las muestras se observa que, en los horizontes superiores, el filosilicato fundamental es la ilita, mientras que en los profundos es la caolinita.

El estudio de los minerales de arcillas nos conducen al conocimiento de la génesis de estos suelos y de los procesos sufridos.

#### **IV.2.1.10 Espectroscopía infrarroja**

La aplicación de los espectros de absorción infrarrojos, en la caracterización de minerales, se conoce desde 1906, en que COBLENTZ obtuvo los espectros de varios silicatos tallados en láminas. Posteriormente, KELLER y PICKETT (1949, 1950), ADLER et al. (1950), HIDALGO Y SERRATOSA (1955, 1964), y OINUMA y HAYASHI (1966), entre otros, han publicado espectros de absorción infrarroja de varios minerales de la arcilla, confirmando todos ellos que los espectros de absorción infrarroja son lo bastante característicos como para constituir un método de identificación rápido y fácil.

##### **IV.2.1.10.1 Breve descripción de la técnica aplicada**

Esta técnica la hemos utilizado para la identificación de fases no cristalinas o amorfas, que no es posible detectar por difracción de Rayos X. Es también muy útil



para conocer las posibles sustituciones de elementos o iones extraños en un compuesto.

Aunque más tarde vamos a exponer los resultados obtenidos por IR de las muestras estudiadas, se va a comentar brevemente las bases teóricas de esta técnica.

Una molécula no es una estructura rígida, sino que, a la temperatura ordinaria, los átomos que la componen presentan constantemente oscilaciones o vibraciones alrededor de las posiciones de equilibrio. Estas vibraciones tienen unas amplitudes muy pequeñas y sus frecuencias son relativamente elevadas ( $10^{13}$  a  $10^{14}$  ciclos por segundo). Estas frecuencias son del mismo orden de magnitud que la radiación infrarroja, pudiéndose producir la interacción de ésta con las vibraciones de los átomos de una molécula (llamadas normalmente vibraciones moleculares). Esta interacción se puede producir por variación del momento bipolar de la molécula, durante la vibración, que absorbe por resonancia, toda o parte de la radiación incidente cuya frecuencia coincida con la de la vibración. Por consiguiente, si un conjunto de moléculas de una muestra se irradia sucesivamente por una serie de haces infrarrojos monocromáticos y se registra el porcentaje de radiación transmitida en función de su frecuencia o de su longitud de onda, se obtiene un "espectro infrarrojo", íntimamente relacionado, por lo tanto, con las vibraciones moleculares, al que se puede llamar "la huella dactilar" de la sustancia.

Una molécula poliatómica puede vibrar de infinitas formas, pero se demuestra que todas ellas pueden obtenerse por combinación lineal de un número reducido de vibraciones simples independientes, conocidas con el nombre de vibraciones normales. En una vibración normal todos los átomos oscilan con la misma frecuencia y, en general, con igual fase, pudiendo ser distinta su amplitud. Cada vibración normal es independiente de las demás. Cuando una molécula absorbe energía, se pueden excitar los correspondientes modos normales cuya frecuencia de vibración coincida con la de la radiación, apareciendo así las correspondientes bandas de absorción (Espectro vibracional molecular).

Por ello las aplicaciones de la espectroscopía son tanto cualitativas por las diferentes frecuencias a las que aparecen las bandas de los diferentes compuestos, como cuantitativas ya que la intensidad de la absorción dependerá de la concentración de la sustancia, así como de la longitud a lo largo de la cual se produce absorción y de una constante dependiente de la sustancia para cada frecuencia:

$$A = \log I_0/I = a.b.c \text{ (Ley de LAMBERT-BEER)}$$

donde I representa la energía IR transmitida e  $I_0$  representa la energía total del haz incidente.

#### IV.2.1.10.2 Métodos de obtención de espectros y preparación de muestras

Una parte sencilla, pero importante en la obtención de espectros infrarrojos, es la preparación de muestras, ya que de ella dependerá la calidad de los espectros obtenidos.

Para la realización de los espectros de sustancias sólidas, se coloca la sustancia cuyo espectro se desea conocer, en una célula adecuada, entre la rendija del monocromador y la fuente de radiación infrarroja. Es necesario en cada caso elegir la célula adecuada, de forma que las bandas del espectro no sean ni demasiado intensas ni demasiado débiles.

Los espectros infrarrojos de transmisión, requieren que la radiación atraviesen la muestra, y por ello antes de colocarla en la célula, es necesario, a veces, prepararla para evitar problemas de dispersión u opacidad.

La mayoría de los compuestos inorgánicos son sólidos, y sus espectros se pueden obtener más o menos fácilmente por transmisión, siendo el método de preparación el que describimos a continuación.

#### IV.2.1.10.3 Parte experimental

Las muestras se prepararon por el método de "comprimidos de KBr"<sup>(3)</sup>. La elección de este sistema se debió a sus conocidas ventajas: facilidad de determinación de pureza y análisis cualitativo y cuantitativo de mezclas, sencillez de la técnica, reproducibilidad, etc.

Las muestras recibieron el siguiente tratamiento: inicialmente se realizó un cuarteo de la muestra, del cual se tomó una de las partes. A ésta se le sometió a un proceso de molienda, primeramente en molino de bolas y posteriormente en mortero de ágata. La molienda prosiguió hasta que toda la muestra pasó por un tamiz de 4900 mallas (88  $\mu$ m).

#### IV.2.1.10.4 Instrumentación

Para la realización de la parte experimental se utilizó la técnica de Espectroscopía de absorción de infrarrojo medio.

#### IV.2.1.10.5 Espectroscopía de infrarrojo medio

El espectrofotómetro utilizado ha sido un PERKIN-ELMER 783, de doble haz, de doble red de difracción, con posibilidad de registro entre 200 y 4000  $\text{cm}^{-1}$ , con un error en la medida de frecuencia de 1  $\text{cm}^{-1}$ . Representan las ordenadas el tanto por ciento de transmitancia, con un error del 0,1%. El espectrofotómetro lleva incorporado un control a través de un microprocesador, Foto 2.

Las condiciones de registro varían según el tipo de muestras.

Las técnicas utilizadas para registrar las muestras sólidas fueron las de formación de pastilla.

---

<sup>(3)</sup> KBr es bromuro de potasio.



Foto 2 Espectrofotómetro utilizado en el presente trabajo

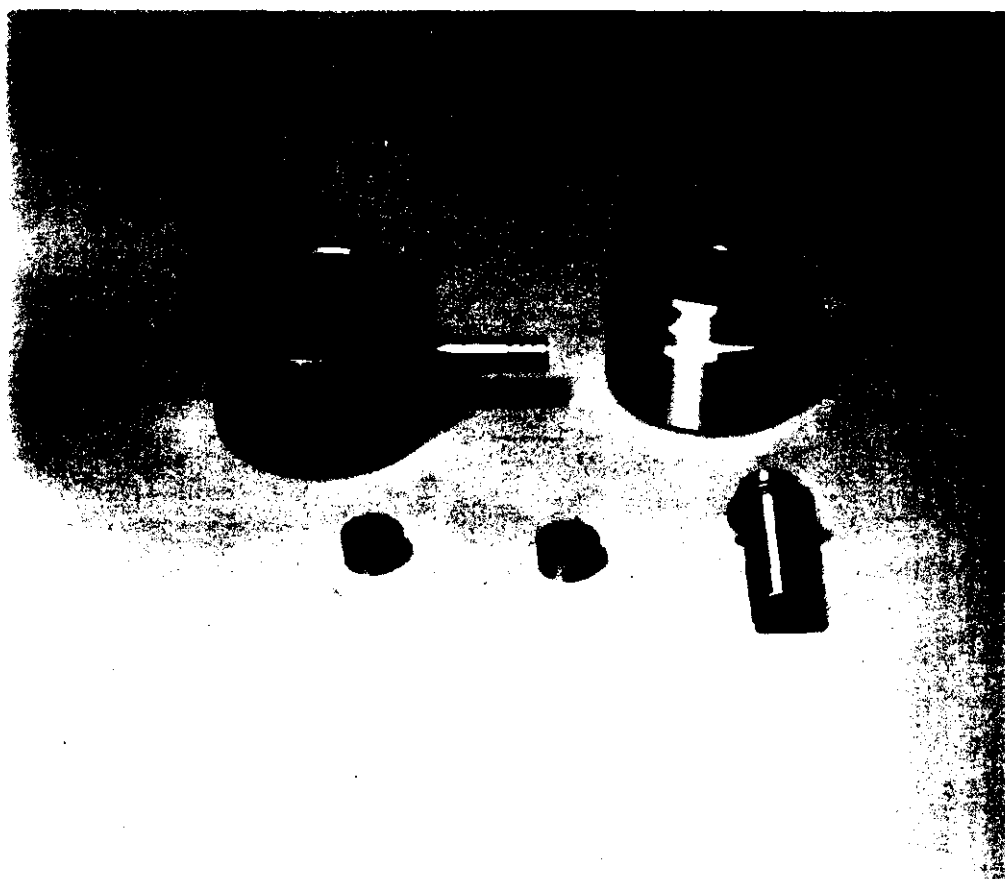


Foto 3 Molde para la obtención de los comprimidos de bromuro potásico

En la preparación de pastillas, se utilizó un molde de 13 mm de diámetro, Foto 3.

Condiciones de registro y preparación de muestras en infrarrojos.

Los registros se han obtenido en transmitancia y en todos los casos los registros se realizaron de 4000 a 200  $\text{cm}^{-1}$ .

#### IV.2.1.10.6 Medio dispersante kbr

El método habitual de preparación para la formación de las pastillas es el siguiente: se tomaron porciones de muestra seca que osciló entre 0,6 a 0,9 mg y la de KBr fue constante de 300 mg. Se molió hasta una completa homogeneización. La mezcla de la muestra y el dispersante se introdujo en el molde, se hace el vacío a una presión de 9 toneladas libres durante cinco minutos.

Una vez formada la pastilla se obtuvo el registro en las condiciones: Slit 3 y Noise Filter 2.

Es muy importante que la muestra se encuentre perfectamente seca y pulverizada lo más finamente posible, como hemos dicho anteriormente. Si la pastilla aparece transparente inmediatamente después de formada y va perdiendo transparencia con el tiempo, es debido a que no se efectuó el vacío correspondiente.

Los espectros obtenidos mediante esta técnica se han mostrado claramente superiores a los obtenidos con células en polvo solo y con nujol. La transmisión está notablemente mejorada y las bandas resultan más netas al permitir el uso de rendijas más finas.

La elección del medio dispersante se realiza según los siguientes condicionamientos:

- 1 - Elevada transmitancia en el rango de interés en el espectro.
- 2 - Baja presión de sinterización.
- 3 - Elevada pureza.
- 4 - Elevada estabilidad química.
- 5 - Índice de refracción cercano al de la muestra.

El KBr presenta como único inconveniente, que es higroscópico, por lo que previamente a su utilización requiere un tratamiento térmico a 400°C durante 24 horas. Su almacenamiento debe realizarse en un ambiente seco.

En este método de preparación de muestras aparecen como principales variables a controlar: presión aplicada en la formación de la pastilla; espesor de la pastilla; homogeneización de la mezcla; pérdidas de muestra en el proceso de mezcla; tamaño de la partícula y condiciones del molde.

#### IV.2.1.10.7 Resultados

En el presente trabajo, hemos estudiado las muestras correspondientes a las distintas áreas de estudio, y con los espectros de absorción infrarroja procedentes de dichos sedimentos, hemos tratado de identificar los minerales arcillosos de los sedimentos de las rañas.

También hemos combinado los espectros de absorción infrarroja con otros métodos, tales como Rayos X.

Los espectros de absorción infrarroja de las distintas muestras se pueden ver en las Figuras 4.119 a 4.128.

Respecto a los minerales del grupo del caolín FONT-ALTABA (1971), comenta que la caolinita tiene una estructura integrada por dos estratos formados por una capa de tetraedros  $\text{SiO}_4$  y otra de octaedros  $\text{AlO}_6$ , de manera que los oxígenos libres de la primera forman parte de la segunda ocupando dos vértices de cada octaedro y exis-

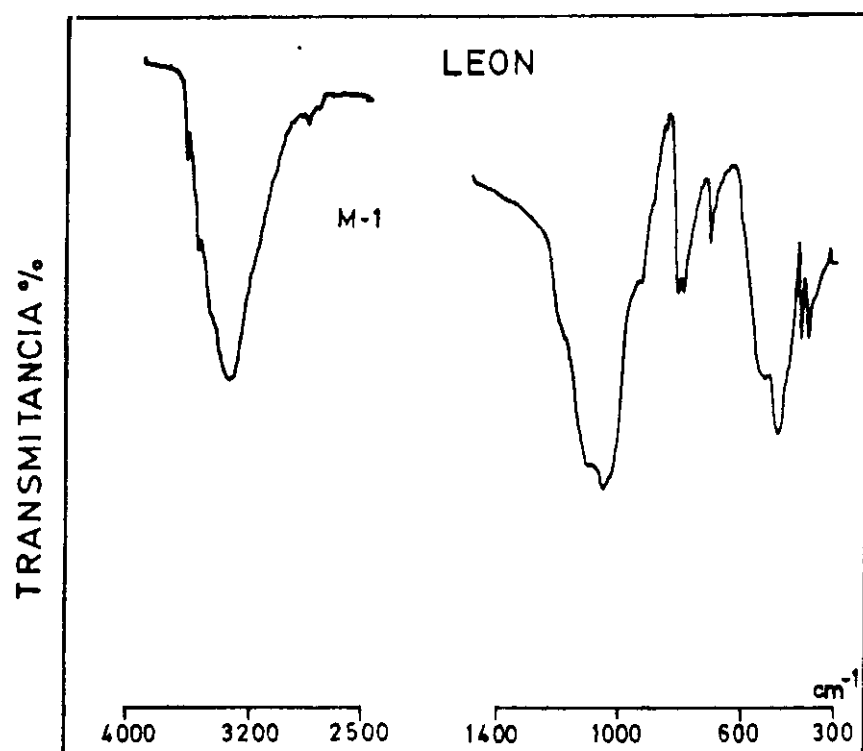


Figura 4.119 Espectro IR de la muestra  
correspondiente a El Espinal-2

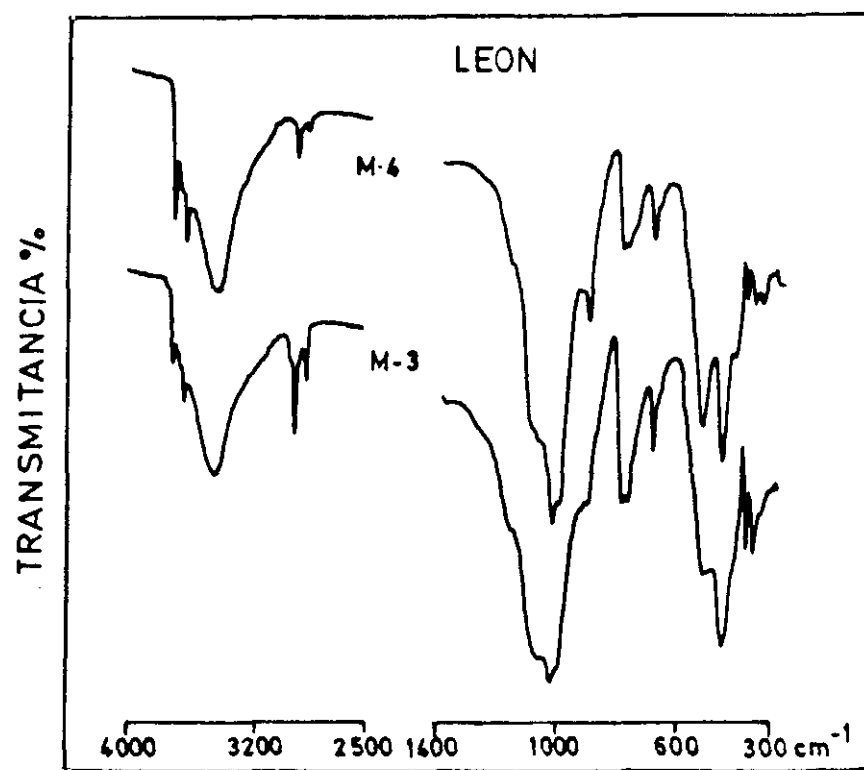


Figura 4.120 Espectros IR de las muestras correspondientes a Villarroquel y Camposagrado



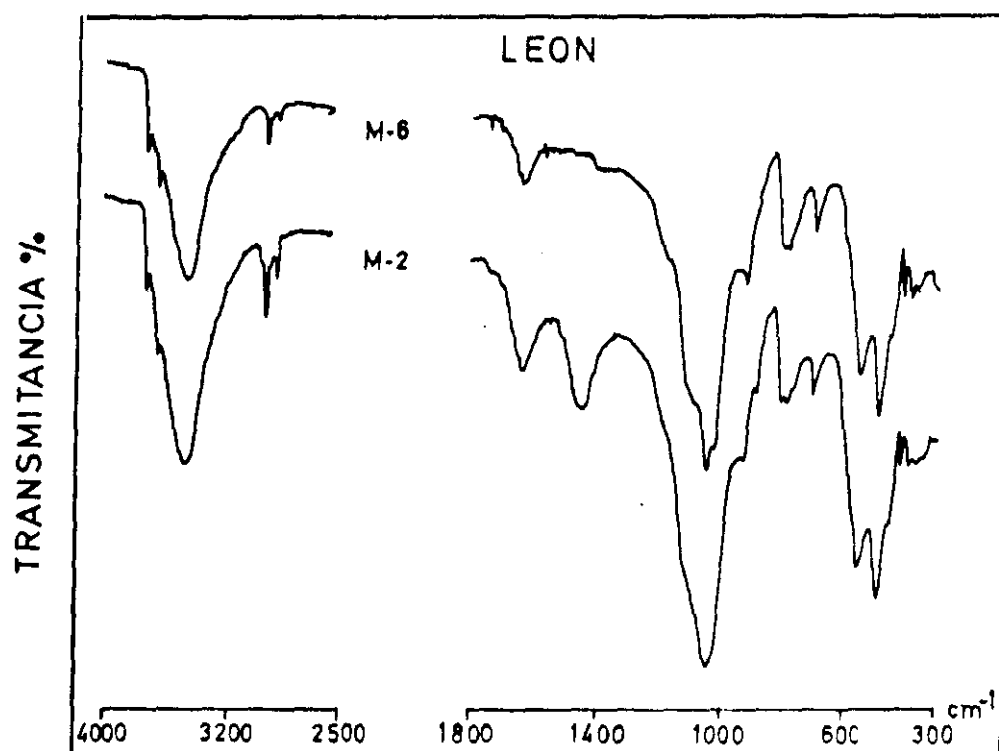


Figura 4.121 Espectros IR de las muestras correspondientes a El Espinal-1 y La Velilla

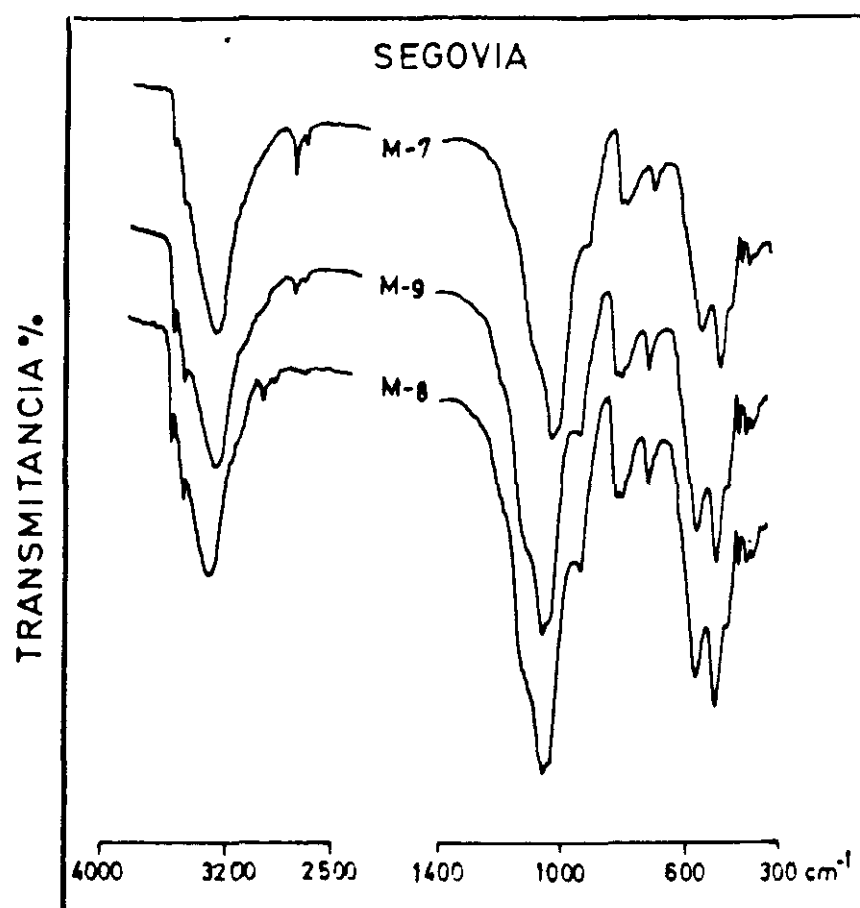


Figura 4.122 Espectros IR de las muestras correspondientes a Riaza y Los Llanos

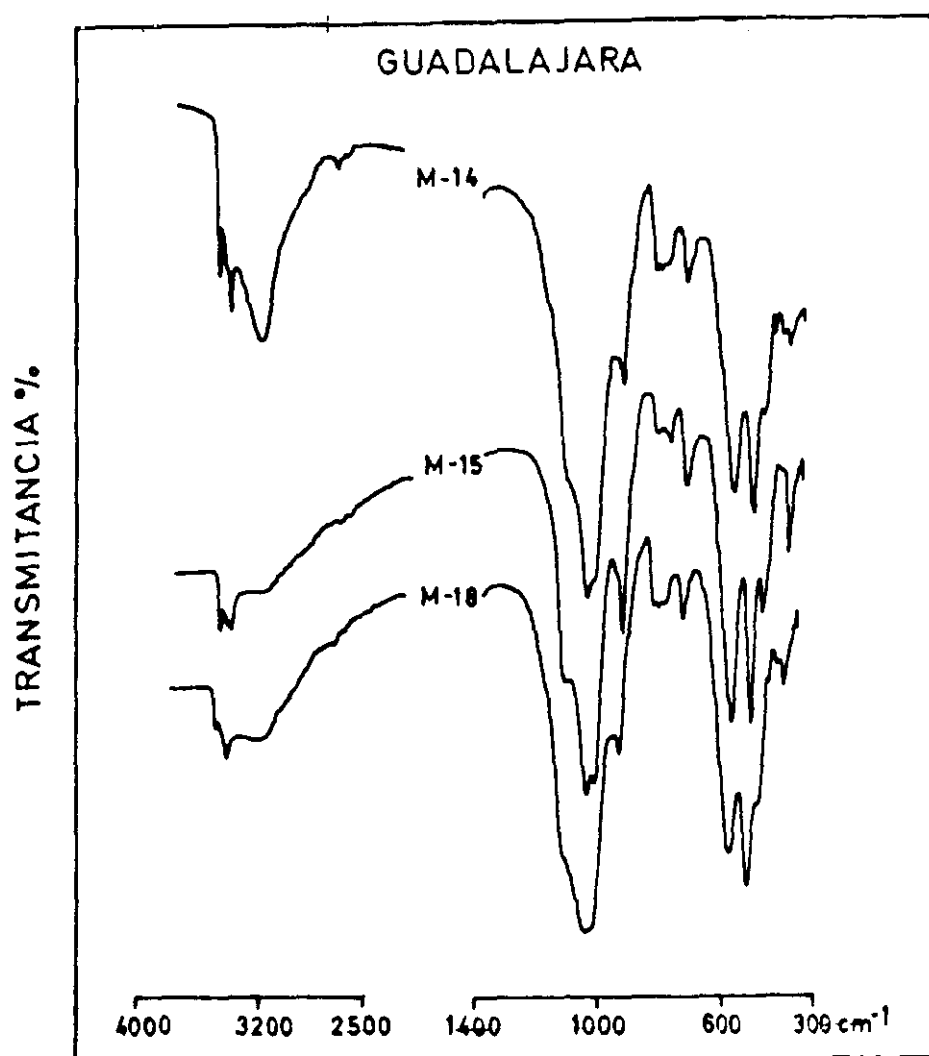


Figura 4.123 Espectros IR de las muestras correspondientes a Casa de Uceda, Matarrubia y Fuentelahiguera

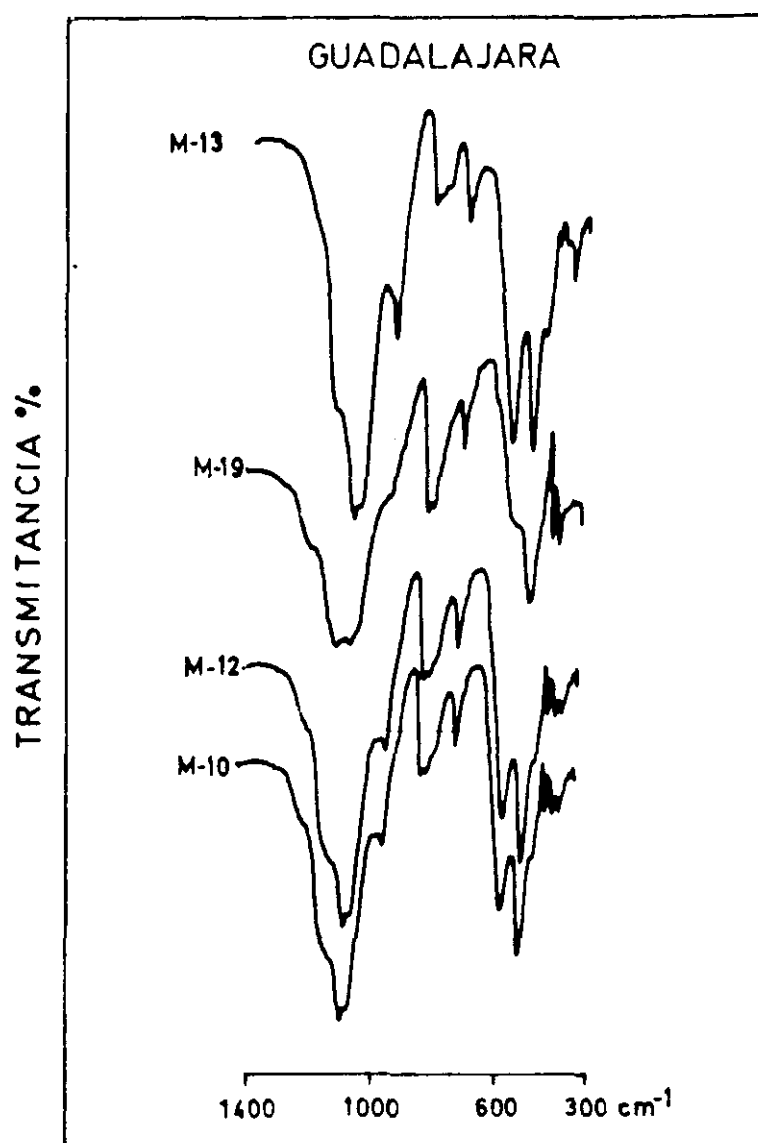


Figura 4.124 Espectros IR de las muestras correspondientes a Puebla de Valles, Viñuelas, Hiendelaencina y Gascuña

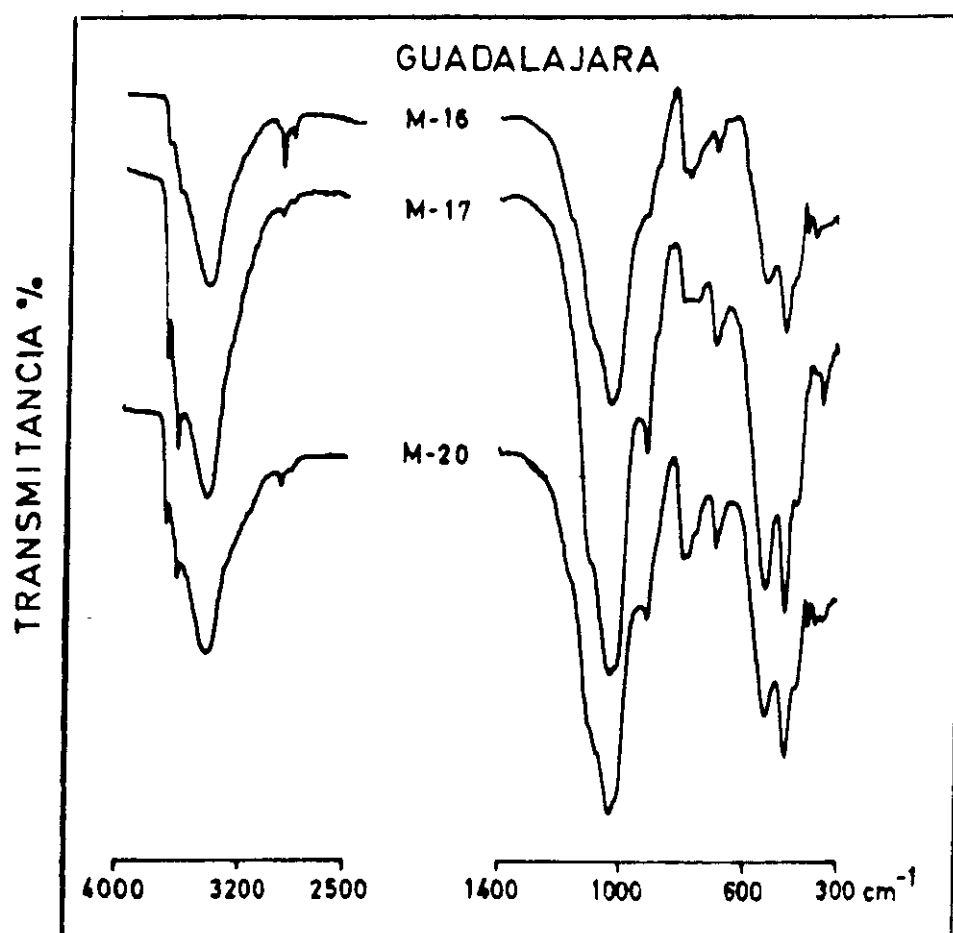


Figura 4.125 Espectros IR de las muestras corres-  
pondientes a El Casar de Talamanca Sup. e Inf.  
y Mesones

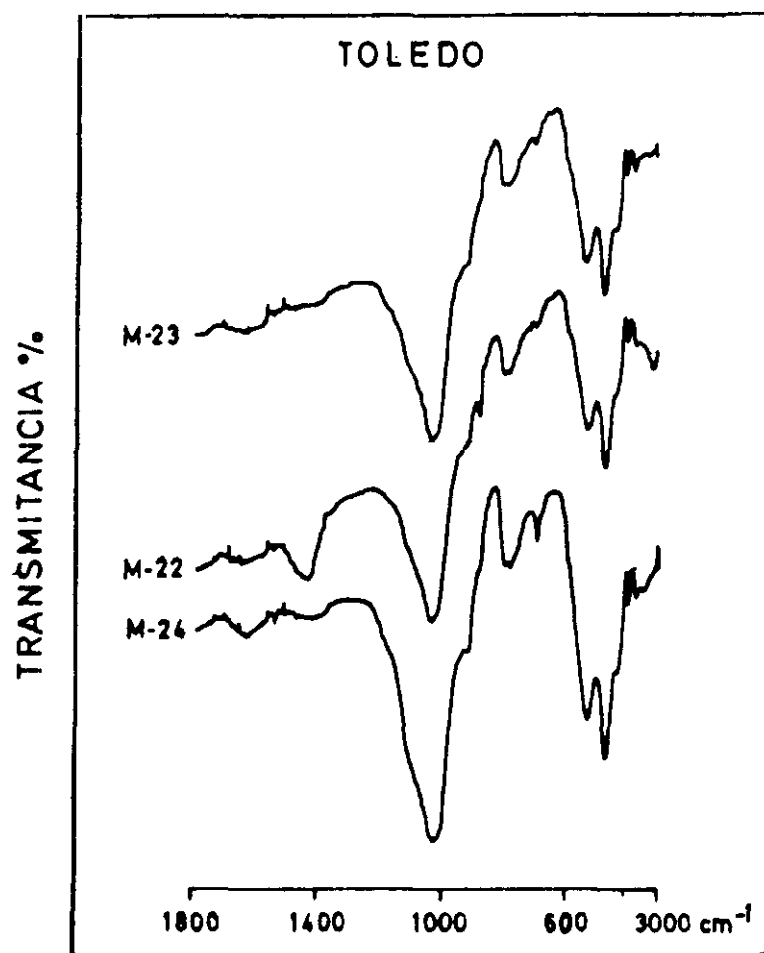


Figura 4.126 Espectros IR de las muestras correspondientes a Ajofrín, Layos y La Higuera

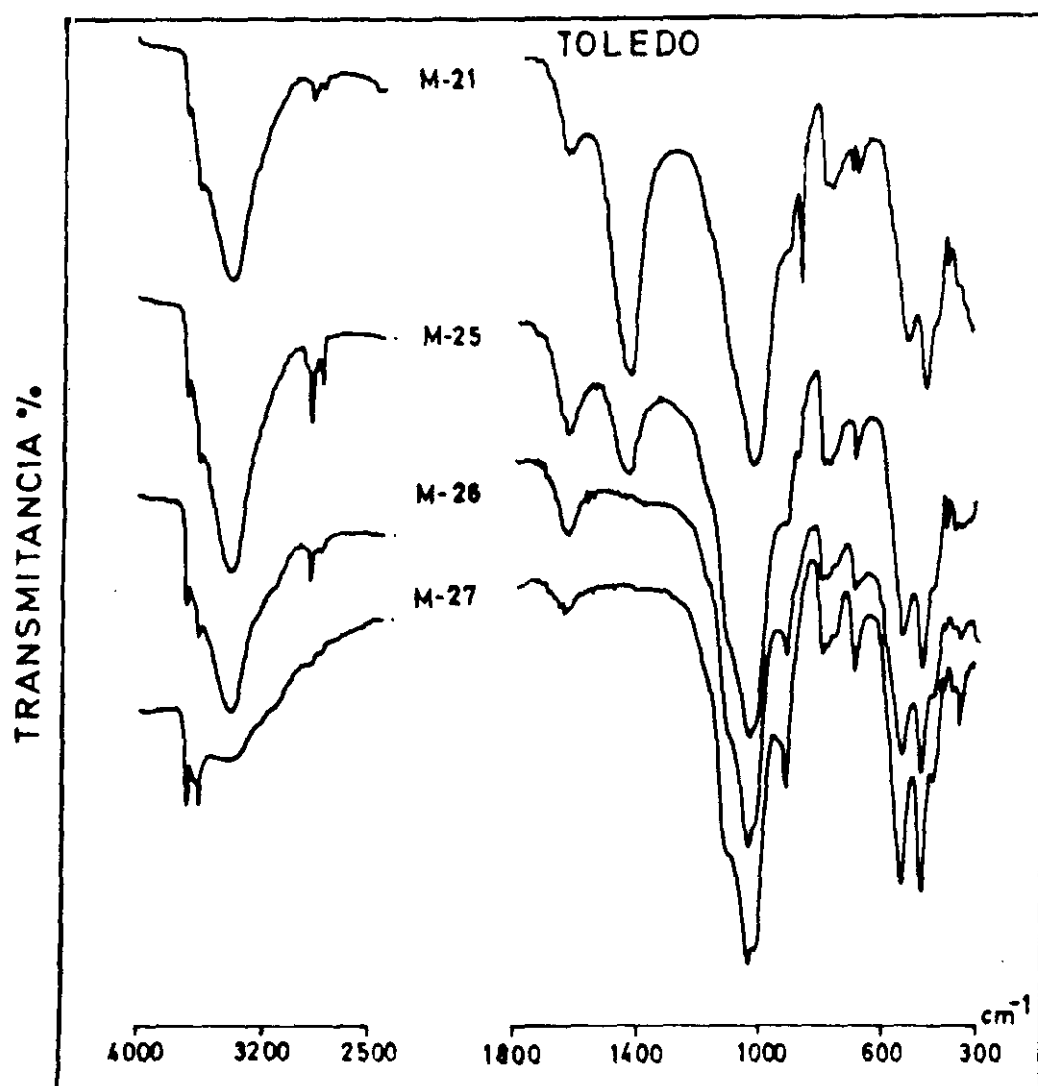


Figura 4.127 Espectros IR de las muestras correspondientes a San Juan de Dios, La Celada, Navahermosa y Corral de Cantos

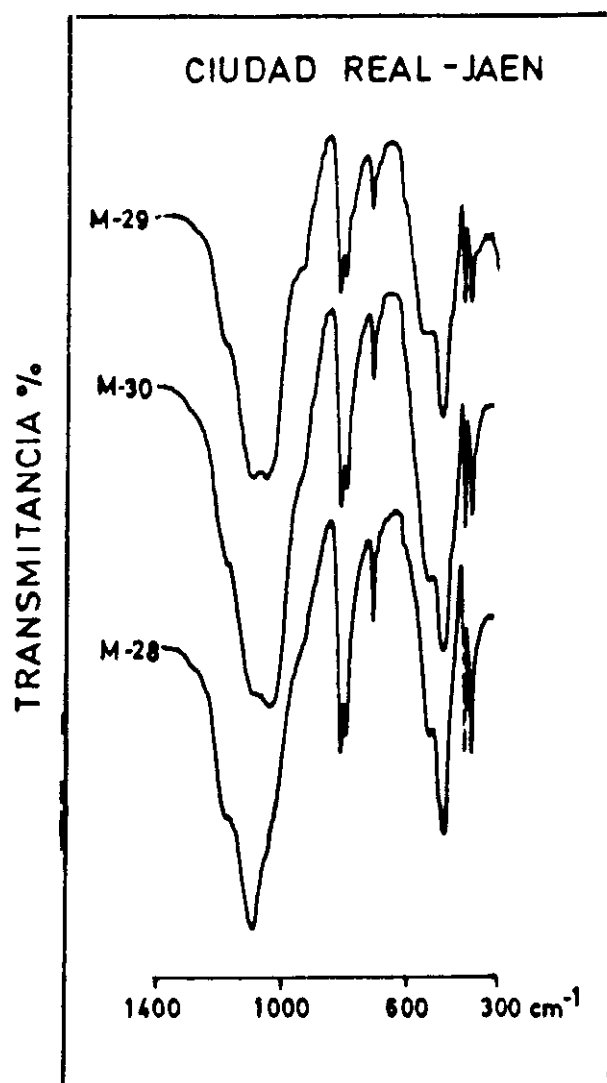


Figura 4.128 Espectros IR de las  
muestras correspondientes a Santa  
Elena 1-2 y El Viso del Marqués



tiendo en los otros vértices grupos OH. Los estratos no permiten con facilidad la entrada de cationes, ni moléculas de agua entre ellos, estando enlazados por puentes de hidrógeno, motivo por el que la capacidad de cambio de la caolinita es muy pequeña.

Cristaliza en la singonía monoclinica en masa terrosas sueltas o compactas, formadas por escamitas muy pequeñas, de contorno pseudohexagonal, de brillo perlado y reunidas frecuentemente en masas untuosas al tacto y plásticas.

La caolinita es producto de una lenta y compleja alteración hidrotermal o hidrolítica (caolinización) de los feldespatos, feldespatoideos y otros silicatos aluminicos presentes en muchas rocas, principalmente de tipo granítico y gnéisico. Estos minerales, en ambiente ácido y en presencia de agua y de anhídrido carbónico, a presión y temperatura bajas, pierden los iones alcalinos y alcalinotérreos (pasados a la solución), y se transforman en silicatos hidratados de aluminio, entre los que predomina la caolinita. Es un mineral 1:1.

La illita es otro mineral del grupo de la arcilla, y de composición intermedia entre la montmorillonita y la moscovita. En la actualidad se llama mica hidratada, pero nosotros la conocemos exclusivamente como illita.

Pertenece al tipo de tres estratos, ya que su unidad estructural está constituida por dos estratos tetraédricos, entre los que está intercalado otro octaédrico. Son los minerales 2:1.

En todos los espectros en la región comprendida entre 4000 y 2500  $\text{cm}^{-1}$ , se observa una banda ancha a 3440  $\text{cm}^{-1}$ , debida a vibraciones de valencia OH, causadas por el agua retenida por las muestras. En casi todas ellas, hemos podido comprobar que la variación que puede experimentar dicha banda, es muy pequeña.

#### IV.2.1.10.8 Vibraciones OH Y H-O-H

En el estudio de este tipo de vibraciones como regla general se puede decir: en una sustancia hidratada las moléculas de agua están tanto más libres cuanto más elevadas están las frecuencias de vibración de valencia OH y más bajas las de deformación H-O-H, en el espectro IR correspondiente.

Las vibraciones fundamentales del agua son tres: dos de ellas de valencia ( $\nu_1$  y  $\nu_3$ ) y una de deformación ( $\nu_2$ ) Figura 4.129.

Las bandas de absorción aparecen a diferentes frecuencias dependiendo de numerosos factores (agua vapor, líquida, sólida; fuerza de unión del agua con el resto de la molécula, etc.). A título orientativo damos dos frecuencias de vibración correspondientes a agua líquida:

- (vibración de valencia simétrica)  $3.430\text{ cm}^{-1}$ .
- (vibración de deformación)  $1.640\text{ cm}^{-1}$ .

Una sustancia es más pura cuando su espectro IR da menor número de bandas. Y, en general, mejor cristalizada cuanto más definidas aparezcan su bandas de absorción.

La espectroscopía IR informa también sobre la cantidad y modo de estar ligada el agua en la estructura de la arcilla.

Aparece también una banda a  $3715\text{ cm}^{-1}$ , debida a vibraciones de OH libres de la caolinita, lo que demuestra la existencia de este material, pero podemos apreciar que en algunas muestras aparece más intensa la citada banda y son mucho más nítidas las situadas a  $3680$  y  $3640\text{ cm}^{-1}$ , lo que indica una mayor proporción de caolinita. En general cuanto más pura sea la caolinita las bandas IR aparecen más agudas y definidas. También influye en este mismo sentido la mayor o menor

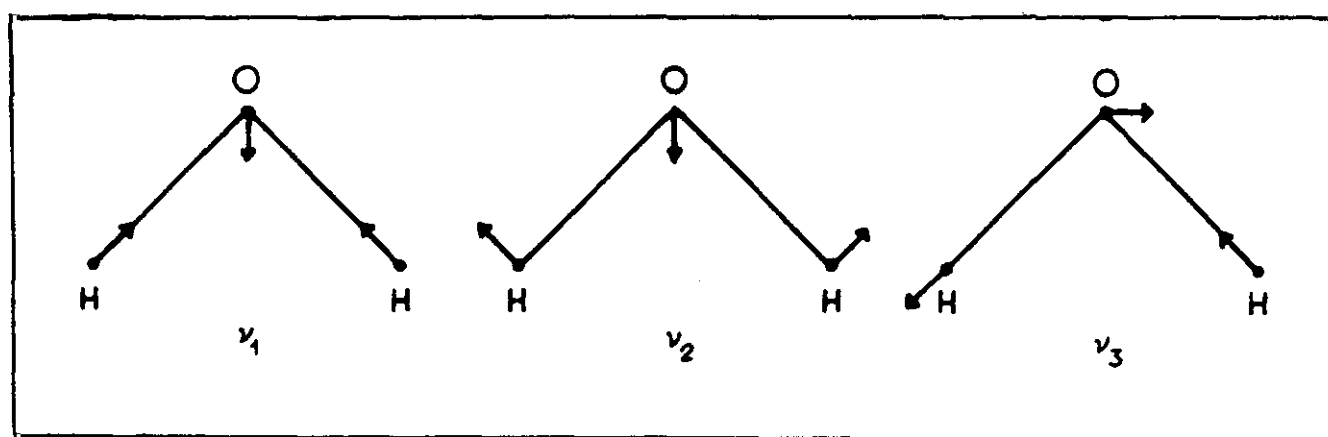


Figura 4.129 - Vibraciones fundamentales del agua

cristalinidad de la muestra, y las bandas que aparecen en el espectro, serán agudas si se trata de una muestra con cristalinidad alta y aparecerán en forma de hombro, cuando tengan baja cristalinidad. Aparece otra banda a  $3620\text{ cm}^{-1}$ , característica de vibraciones OH en los minerales ilíticos.

Igualmente en los espectros aparece una banda ancha alrededor de  $1020\text{ cm}^{-1}$ , de tetraedros  $\text{SiO}_4$  en minerales de la mica, que suaviza y ensancha las fuertes bandas de los minerales caoliniticos en la región  $1100\text{-}1000\text{ cm}^{-1}$ , debida a la vibración de tensión Si-O (FARMER, 1958). El hombro a  $915\text{ cm}^{-1}$ , se atribuye a una vibración de deformación Al-OH y aparece de esta forma, ya que nuestras muestras son fundamentalmente ilíticas.

La vibración del grupo Si-O, da lugar a dos bandas a  $750$  y  $697\text{ cm}^{-1}$ .

Las bandas de deformación del grupo Si-O, en tetraedros  $\text{SiO}_4$  aparecen a  $464$  y  $430\text{ cm}^{-1}$ .

Junto a las bandas características de los minerales ilíticos, aparece un doblete bien definido  $802\text{-}780\text{ cm}^{-1}$ , correspondiente a vibraciones del tetraedro de sílice en el cuarzo.

Para la formación de caolinita se precisa de medios ácidos, lavados y con buen drenaje, lo que se corresponde con una gran pluviosidad y con temperaturas altas, en definitiva, en un clima tropical lluvioso.

En todos los espectros aparecen generalmente las mismas bandas, aunque con ligeras variaciones en las intensidades. Las diferencias encontradas entre los espectros de cada muestra son muy pequeñas, y entre ellas destacaremos lo siguiente:

En una de las áreas de estudio, nos encontramos, que tres de las muestras de la zona de Toledo, las que corresponden a las estaciones tomadas en San Juan de

Dios, Layos y La Celada, aparecen en los espectros de absorción bandas específicas de  $\text{CO}_3^{2-}$  a  $1435$  y  $880\text{ cm}^{-1}$  como más características, lo cual pone de manifiesto la existencia de carbonatos en forma de calcita, acompañando a los minerales de la arcilla<sup>(4)</sup>. El resto de los espectros de las muestras no dan estas bandas.

Para facilitar la exposición, se incluye un pequeño glosario de la terminología empleada habitualmente en este campo.

- **Absorbancia.** A (no densidad óptica ni extinción). Logaritmo en base 10 del recíproco de la transmitancia,  $A = \log_{10} (1/T)$ .
- **Banda de absorción.** Una región del espectro de absorción donde la absorbancia pasa por un máximo.
- **Energía radiante.** Energía transmitida en forma de ondas electromagnéticas.
- **Espectro de absorción.** Un diagrama de absorbancia o de cualquier función de absorbancia frente a longitud de onda o cualquier función de longitud de onda.
- **Espesor.** Longitud interna de la célula o de la muestra, expresada generalmente en centímetros.
- **Fondo.** Absorción aparente originada por alguna causa independiente de la muestra.
- **Frecuencia.** Número de ciclos por unidad de tiempo.
- **Infrarrojo.** La región del espectro electromagnético extendida aproximadamente desde  $0,75$  a  $300\text{ }\mu\text{m}$ .

---

<sup>4</sup> Adviértase que estos datos obtenidos con IR son congruentes con los aportados por Rayos X y otras técnicas.

#### CUADRO 4.58

##### FRECUENCIAS DE VIBRACIÓN DE LOS CARBONATOS (cm<sup>-1</sup>)

Calcita	1435 (a)	848 (h)
	1060 (h)	720 (d y a)
	880 (ag)	

##### FRECUENCIAS DE VIBRACIÓN DE LA SÍLICE (cm<sup>-1</sup>)

Cuarzo	1180 (d)	695 (d)
	1082 (d)	512 (d)
	800 (d)	475 (ag)
	780 (d)	450 (m)

##### FRECUENCIAS DE VIBRACIÓN DE FELDESPATOS (cm<sup>-1</sup>)

Albita	1150 (m)	744 (d)
	1096 (f)	650 (d)
	1035 (f)	594 (h)
	995 (f)	536 (a)
	786 (d)	467 (a)
	760 (d)	428 (m)

Ortoclasa	1128 (f)	589 (d)
	1042 (F y a)	545 (a)
	1005 (h)	469 (a)
	770 (d)	437 (m)
	646 (d)	

##### FRECUENCIAS DE VIBRACIÓN DE LA MICA (cm<sup>-1</sup>)

Moscovita	3663 (d)	876 (h)
	3620 (f)	830 (d)
	1068 (d)	750 (d)
	1023 (f)	557 (d)
	988 (f)	531 (F)
	912 (F)	477 (f)

##### FRECUENCIAS DE VIBRACIÓN DEL CAOLÍN (cm<sup>-1</sup>)

Caolinita	3694 (f)	793 (d)
	3652 (m)	753 (d)
	3621 (f)	694 (m)
	1100 (F)	539 (a)
	1032 (F)	471 (a)
	1008 (F)	431 (h)
	910 (F)	

F = muy fuerte; f = fuerte; m = media;  
d = débil; a = ancha; h = hombro y ag = aguda

- **Ley de Beer** (representa la ley de Beer-Lambert). La absorbancia de una muestra homogénea que contiene una sustancia absorbente es directamente proporcional a la concentración de la sustancia absorbente.
- **Línea base.** Cualquier línea dibujada sobre el espectro de absorción para establecer un punto de referencia que representa una función de la energía radiante incidente sobre una muestra a una longitud de onda o frecuencia dadas.
- **Número de onda.** Número de ondas por unidad de longitud. La unidad usual de número de ondas es el centímetro recíproco,  $\text{cm}^{-1}$ . A base de esta unidad el número de onda es el recíproco de la longitud de onda, cuando ésta se representa en centímetros al vacío.
- **Transmitancia.** T (no transmisión). La relación de energía radiante transmitida por una muestra a la energía radiante incidente sobre la muestra.

#### **IV.2.1.11 Análisis de granitos**

También hemos realizado un análisis de cuatro muestras de granito, tomadas en la carretera de Toledo a Mérida a la altura del km 44, y perteneciente a la zona de Navahermosa. El análisis se realizó según la Norma A.S.T.M. c25-44, previa disolución de las muestras con fusión alcalina (con carbonato sódico potásico, en crisol de platino).

##### **IV.2.1.11.1 Obtención y precisión de los resultados**

Los resultados obtenidos se expresan en tanto por ciento, referidos a la muestra original, con una sola cifra decimal, cuando el valor encontrado sea superior al 1% y, con dos cifras decimales, en caso contrario, como es el nuestro.

#### IV.2.1.11.2 Procedimiento operatorio

La muestra para el análisis químico completo, no ha de ser inferior a 1 kg. Se aparta una porción de unos 75 g, en la forma acostumbrada, que se pulveriza lo más rápidamente posible en el mortero de ágata, hasta que pasa íntegramente por el tamiz de 1600 mallas por centímetro cuadrado, y se guarda la muestra pulverizada en un frasco bien cerrado.

#### IV.2.1.11.3 Pérdida al fuego

Hemos puesto 1 g de muestra en un crisol de platino previamente pesado. Se pesa por diferencia, utilizando un frasco de pesadas que cierra bien. Se tapa el crisol y se calienta gradualmente, durante cinco minutos, y después en la mufla a 1000°C, hasta constancia de peso. La diferencia de peso observada corresponde a la pérdida al fuego del material, debida al anhídrido carbónico (CO<sub>2</sub>), al agua y, en algunos casos, a la materia orgánica.

El resultado expresado en tanto por ciento viene dado por la ecuación:  $PF \% = 100 \times \frac{P_1 + t - P_2}{P_1}$ ; en la que PF es la pérdida al fuego por ciento, P<sub>1</sub> el peso de la muestra utilizada, t el peso o tara del crisol, y P<sub>2</sub> el peso del crisol más el residuo al final de la operación.

En las cuatro muestras la cantidad de Anhídrido silícico, está alrededor del 67 a 70%, el Oxido de aluminio entre un 15 y 17%, siendo la proporción de los óxidos férrico, cálcico y magnésico más pequeña, según podemos comprobar el Cuadro 4.59.



**CUADRO 4.59. ANÁLISIS DE GRANITOS**

	M-1	M-2	M-3	M-4
P.F.	1,00	1,81	6,19	3,92
SiO <sub>2</sub>	71,26	69,81	67,17	67,47
R.I.	0,24	0,33	0,35	0,31
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,08	15,87	17,10	16,89
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,75	3,16	3,39	3,66
CaO	2,18	1,82	1,87	1,41
MgO	0,85	1,10	1,80	1,47
	993,36	93,90	97,07	95,13

## ***CAPÍTULO V***

### ***ESTUDIO DE LA EXOSCOPIA***

#### ***DE LOS GRANOS DE CUARZO DE LA RAÑA***

## **CAPÍTULO V. ESTUDIO DE LA EXOSCOPIA DE LOS GRANOS DE CUARZO DE LA RAÑA CON AYUDA DEL MICROSCOPIO ELECTRÓNICO DE BARRIDO**

El estudio de las muestras seleccionadas se ha realizado, como anteriormente hemos expuesto, utilizando distintas técnicas como son: Microscopía Electrónica de Barrido (M.E.B.), Microanálisis, Espectrometría de IR y Difracción de RX. Debido a que esta parte de la investigación es algo extensa y bastante fundamental, es por lo que le hemos dedicado el presente capítulo. En los anteriores capítulos hemos visto la descripción y métodos experimentales que normalmente se hacen en todo estudio geomorfológico.

### **V.1 INTRODUCCIÓN**

El reconocimiento de la textura superficial de los granos de arena para interpretar los medios sedimentarios en los que se ha formado el depósito, se remonta al siglo pasado como veremos a continuación. Pero ha sido con la aparición del Microscopio Electrónico de Barrido (M.E.B.) en 1960 lo que realmente ha incorporado esta técnica a la metodología habitual en estudios de las distintas facies y ambientes sedimentarios, tanto desde la perspectiva sedimentológica, como por parte de quienes hacen de la Geomorfología el objeto de sus investigaciones (Torcal y Tello, 1992).

#### **V.1.1. Antecedentes y evolución del concepto exoscopia**

Para hacer una evolución de este concepto, hemos de remontarnos al siglo pasado para ver que el primer investigador que estudió la textura superficial de granos de arena fue SORBY (1880). Este autor ya reconoció la apariencia "mate" (producida por heladas) de algunos granos, y fue precisamente este carácter el que utilizó para su esquema de clasificación de granos de arena.

Posteriormente fue CAILLEUX (1942), quien utilizando una lupa binocular con iluminación incidente oblicua, diferenció cuatro tipos de grano de cuarzo:

- a) Granos no desgastados.
- b) Granos bien redondeados brillantes.
- c) Granos bien redondeados mates.
- d) Granos redondeados sucios.

Cailleux llegó a la conclusión de que el aspecto "mate" de los granos de arena es debido a pequeñas marcas de percusión en la superficie de los granos, a causa de la acción del viento y generadas por el impacto de un grano contra otro. Asimismo, el transporte por agua produce un lustre brillante sobre los granos, debido probablemente, a que la fracción pelítica, junto con el agua, forma una pasta capaz de pulimentar. Al menos éstas son sus opiniones.

A partir de este momento se multiplican los trabajos. BUSSON (1968), estudia los tipos de granos definidos por CAILLEUX (1942) al MEB y considera la enorme ventaja de esta técnica para el reconocimiento de los caracteres superficiales de los granos.

Antes de continuar con esta evolución del concepto exoscopía, es necesario destacar que el estudio de las marcas superficiales de los granos de cuarzo mediante microscopio electrónico de barrido o Exoscopía del cuarzo, tiene dos escuelas fundamentalmente: la francesa y la anglosajona. La primera está representada por LE RIBAUT, LEGIGAN, BARBAROUX, etc., y la segunda por KRINSLEY, DONAHUE, MARGOLIS, etc. En este trabajo se ha seguido la escuela francesa, ya que ésta ha establecido una metodología de estudio que es la que a nosotros nos ha parecido más adecuada.

MARGOLIS y KRINSLEY (1971) investigan los caracteres superficiales de los granos de cuarzo de origen eólico, y ponen de manifiesto que la disolución química y redeposición de  $\text{SiO}_2$  por la acción del rocío del desierto, junto con la abrasión

mecánica del viento, causan la redondez y el aspecto mate de los granos de cuarzo. Los impactos de los granos crean fracturas de pequeña escala que están relacionadas con la velocidad del viento, tamaño de las partículas impactadas, grado de pulimentado y tamaño de los granos impactantes. Estas fracturas examinadas al MEB consisten en placas de cuarzo ligeramente levantadas y sobrepuestas unas sobre otras, que "buzan" en dirección que coincide con planos cristalográficos internos. Estas placas irregularmente fracturadas tienen un alto potencial químico y se disolverán bajo condiciones fisico-químicas favorables. La sílice disuelta puede precipitar sobre otros granos como capas amorfas, cuando la solución se evapore y como resultado se produce un redondeamiento de las aristas y subducción de las fracturas mecánicas por transferencia de pequeñas cantidades de sílice.

BARBAROUX et al. (1972) establecen una nueva tipología de granos de arena mediante el MEB. Se basa en el estado superficial de los granos y se refiere al preciso contexto ambiental. Se distinguen dos grupos de factores (mecánicos y químicos) y se describen numerosas marcas y figuras.

Las facies sedimentarias que caracterizan estos autores son:

- Arenas pobres en marcas, propias de medios poco evolucionados.
- Medios fríos, donde dominan las marcas mecánicas.
- Medios fluviales, con caries, fisuras y neogénesis de  $\text{SiO}_2$ .
- Medios marinos litorales, con formas en V, rombos y vermiculaciones.
- Medios desérticos, con granos "guilloches" (con rayado entrecruzado) y encostrados.

KRINSLEY y DOORNKAMP (1973), comentan que la mayoría de los granos de arena pasan por varios ambientes durante toda su historia y mediante la identificación de las características superficiales de uno sólo de ellos, se puede averiguar los

distintos ambientes donde estuvo, así como la cronología de los mismos. También sintetizan, en un Atlas (1973), los conocimientos adquiridos en la exploración mediante el MEB de los granos de arena, resaltando su utilización imprescindible en el campo de la Geomorfología. Crean de este modo una de las escuelas anteriormente citadas, que va dando sus frutos y prueba de ello son las publicaciones que aparecen en años posteriores.

MARGOLIS y KRINSLEY (1974), realizan un estudio básico sobre las microfracturas y caracteres del "clivaje" de los cuarzos, donde demuestran que pueden estar influidos por el tamaño del grano y el medio de transporte fundamentalmente. Así las fracturas concoideas y fracturas por fragilidad, predominan en granos mayores de 0,5 mm, mientras que el "clivaje" es más pronunciado en granos de arena de menor tamaño. Por otro lado, la formación de placas ligeramente levantadas y sobreimpuestas, de origen eólico, las formas en V subacuáticas y los picoteados de impacto, también reflejan fenómenos de "clivaje".

SUBRAMANIAN (1975), compara superficies de cuarzos atacados químicamente, con cuarzos pertenecientes a una formación de areniscas antiguas, llegando a la conclusión de que los resultados de KRINSLEY y sus colaboradores no pueden aplicarse a sedimentos antiguos, pero sí modernos. Sugiere el uso de una nueva técnica de barrido en la que se relacionan la química con la morfología de los cuarzos.

LE RIBAULT (1975), publica un tratado dedicado a la "Exoscopía", donde define ésta como "Un método basado en el examen de las marcas superficiales de los cuarzos pudiendo ser éstas resultado de acciones químicas y mecánicas.

Esta metodología, según su autor, se ha ido perfeccionando cada vez más, debido a la utilización del microscopio electrónico de barrido. Su obra, la concibe como un instrumento de trabajo, no solamente para los geólogos que deseen utilizar la exoscopía del cuarzo, sino también en nuestro caso para los geomorfólogos.

La técnica se funda esencialmente en la observación, de ahí la gran ayuda del material fotográfico, apoyado por leyendas muy detalladas. Se muestran, además, los principales caracteres morfológicos representados sobre las fotografías, por lo cual permite al lector familiarizarse con los numerosos aspectos que pueden presentar cada una de las marcas descritas en función de la historia geológica sufrida por el grano. Discute en la obra los trabajos de KRINSLEY y colaboradores y crea de este modo una escuela francesa anteriormente citada en contraposición a la anglosajona.

MANKER y PONDER (1978) describen los caracteres superficiales de los cuarzos en el ambiente fluvial, encontrando como más frecuentes: picoteados de impacto de formas irregulares, coalescentes o no; "crestas meandriiformes"; marcas de fracturas orientadas producidas por colisión de los granos; picoteados irregulares de disolución; canales de solución ramificados o lineares y facetas triangulares orientadas, generadas por corrosión química. Estos autores dicen también que muchas de estas texturas superficiales son similares para ambientes de playas o de dunas, lo que indica que los procesos que imprimen los caracteres superficiales sobre los cuarzos no son bien conocidos y por tanto los investigadores han de ser cautos al usar estos caracteres por sí solos, como indicadores ambientales.

En los últimos años, el Microscopio Electrónico de Barrido (M.E.B), se ha convertido en una valiosa herramienta de trabajo para una amplia variedad de aplicaciones científicas y técnicas, siendo la razón principal de esta aceptación de la técnica y de su proliferación mundial, la característica que posee de permitir ver las superficies de las muestras con una alta ampliación.

El instrumento en este sentido, es bastante diferente, tanto del microscopio óptico, que tiene una profundidad de campo muy limitada para elevados aumentos, como del microscopio electrónico de transmisión, que posee una gran resolución y profundidad de campo, pero que no puede emplearse para el estudio directo de superficies sólidas y presenta la limitación implícita de los problemas de la obtención de réplicas y de la interpretación de las imágenes resultantes, según podemos ver el Cuadro 5.1.

**CUADRO 5.1. CARACTERÍSTICAS GENERALES DE LOS DIFERENTES TIPOS DE MICROSCOPIA**

	Fundamento	Aumento	Preparación	Propiedades	Morfología	Dispersión
Microscopio electrónico de barrido SEM	Lentes electromagnéticas; el haz de rayos barre la superficie de la muestra	x 20 x 140.000	Montaje, recubrimiento conductor	Forma; elementos con energía dispersiva o longitud de onda	dimensiones	Partículas gruesas y finas
Microscopio electrónico de transmisión de hasta KV	Imagen del objeto ampliada por lentes electromagnéticas o electrostáticas	x 270 x 1.000.000	Dispersión/suspensión, impregnación; técnicas de réplica	Forma; compuestos por difracción de electrones; posibilidad de rayos X	dimensiones	Partículas en réplica y cortes muy delgados o directas

### V.1.2. Análisis espectral

Una de las cuestiones más obvias que se plantea el usuario que observa una interesante y posiblemente importante característica de la superficie de una muestra, es la de saber qué es. Y uno de los datos más valiosos de que puede disponer para dar cumplida respuesta a tal pregunta, es el conocimiento de la composición elemental de la zona de estudio, que podemos llegar a saber por medio del microanálisis.

Actualmente, sin embargo, existen numerosas técnicas microanalíticas en cuanto que permiten obtener información sobre la composición de muestras de un tamaño muy pequeño o bien zonas de alcance muy limitadas en una muestra en cualquiera o varias dimensiones.

Dentro del concepto antes enunciado de microanálisis a que nos vamos a referir, como el M.E.B. opera bombardeando la muestra con un haz de electrones, se generan rayos X característicos en el punto del impacto y el estudio de estos rayos X puede servir para determinar la composición. En este sentido, el M.E.B. es similar a la microsonda electrónica, excepto que, por requisitos de resolución, se necesitan intensidades de haz mucho más bajas; y por esta razón los espectrómetros convencionales de rayos X empleados en las microsondas no pueden usarse con el



M.E.B. De aquí que la gran mayoría de los usuarios del M.E.B. hayamos adoptado el método de Análisis de Energías Dispersivas de Rayos X (EDAX), el cual proporciona la necesaria eficacia para el análisis directo de la imagen que se observa en el M.E.B. normal, ya que el mayor número de equipos instalados hoy día corresponden a la combinación MEB + ED.

En este sistema no existe monocromador. Los rayos X emitidos por la muestra llegan a un detector, generalmente protegido por una ventana de berilio y generan en el detector de estado sólido pares electrón-hueco en número proporcional a la energía del fotón incidente, de modo que la medida de la carga eléctrica originada permite conocer las energías de los fotones incidentes, y por consiguiente distinguir qué elementos han producido cada señal. La discriminación de las distintas radiaciones se lleva a cabo después de la detección de los rayos X, y el elemento encargado de llevar a cabo esta discriminación es un analizador multicanal.

El tipo de análisis espectral que se ha utilizado, se caracteriza porque la eficacia del espectrómetro ED queda aumentada por el procesado simultáneo de la radiación X que emiten todos los elementos de la muestra. El espectrómetro acumula las cuentas que proporciona cada elemento en el mismo intervalo de tiempo, pudiendo ser detectado e identificado cualquiera de ellos en un período de 1 minuto aproximadamente, utilizando en el análisis la anchura del pico a media altura.

### **V.1.3. Técnica aplicada y características del equipo**

En el presente trabajo hemos pretendido hacer un estudio de las características morfológicas de los granos de cuarzo (Kransley y Margolis, 1971) presentes en los distintos niveles del perfil de la raña, con el fin de poder reconstruir las condiciones genéticas, así como las sucesivas etapas sufridas por el sedimento y suelo.

Para ello se han observado los granos de cuarzo, una vez separados del resto de los componentes de la fracción arenosa. Las muestras se montaron sobre un portamuestras para el MEB con cinta adhesiva de doble faz y se sometieron a un baño

de oro en el vacío. Como fase previa a la observación en el microscopio se miraron los granos bajo la lupa binocular. Posteriormente se visualizaron en un MEB, marca Jeal, modelo JSM 6400, fotografiándose con una cámara Mamiya 120 incorporada al microscopio. El estudio microscópico se completó con el microanálisis de los elementos químicos existentes en ciertas pantallas, siendo el aparato utilizado marca Link, modelo eXL (Soutendam, 1967; Guitián et al., 1985; Le Ribault, 1975, 1980). No se han evaluado semicuantitativamente el grado de alteración (Darmody, 1985) ni la forma del grano (Dowdeswell, 1982).

## **V.2. ESTUDIO EXPERIMENTAL**

Al propio tiempo que se estudiaban las muestras procedentes de los lugares anteriormente mencionados, se intentó reproducir en el laboratorio las condiciones a las que presumiblemente se podrían haber visto sometidos los sedimentos de las rañas, lo mismo que aquellas otras que hubieran podido generar resultados semejantes. Concretamente, ciertos cuarzos filonianos se trataron con las siguientes medidas:

- simple fracturación mecánica
- tratamiento durante 46 horas a los vapores de fluorhídrico
- tratamiento durante 46 horas en ácido fluorhídrico al 45%
- tratamiento con ácido oxálico al 10% durante 10 días
- tratamiento con ácido oxálico al 20% durante 10 días
- tratamiento con ácido acético al 10% durante 10 días
- tratamiento con ácido acético al 20% durante 10 días

### **V.2.1. Muestras fracturadas y levemente atacadas**

A la lupa binocular las muestras fracturadas aparecen divididas en lascas o esquirlas de tamaños varios, de superficie siempre brillante, con fracturas concoideas en toda la superficie del grano. Ello se corrobora en el examen al microscopio electrónico de barrido: la forma del grano visto en conjunto es totalmente anguloso,

según se reconoce en la **Foto 1**, con hábito triangular, y lugares de aplicación del esfuerzo como centros de los que parten radialmente surcos de ruptura. Son muy aparentes los escalones de fragmentación mecánica, y superficies planas o combadas con numerosos cristales de fractura (Gallagher, 1987).

En la **Foto 2**, correspondiente a un detalle del anterior grano, se puede apreciar los escalones subparalelos propios de la fracturación concoidea, así como los poros existentes en el grano de cuarzo que claramente ostentan bordes correspondiéndose con las caras de los cristales.

En el detalle de un poro **Foto 3**, se nota las caras euhedrales de los cristales de cuarzo. Escalones mecánicos más ciertos cristales de fracturación. Junto a ellos, ¿crecimiento desordenado de amorfos?.

Esta muestra ha estado en el laboratorio cercana a la atacada por el ácido fluorhídrico, por lo que cabría esperar un ataque, aunque mínimo, debido a los vapores naturales del mismo.

La **Foto 4**, pertenece al grano tratado al vapor de fluorhídrico y se aprecia que los poros son euhedrales. Junto a estos poros euhedrales, se hallan las huellas de un suave ataque que ha picoteado aleatoriamente, con una distribución casi perfecta la superficie del grano. También llama la atención el crecimiento desordenado de amorfos, porque las esférulas no responden a estado cristalino. En las cercanías del poro el "peeling"<sup>(1)</sup> se ve más llamativo, especialmente en las inmediaciones de los poros mayores que, se supone, han actuado concentrando una mayor cantidad de vapores, probablemente porque ha conducido o concentrado los vapores de fluorhídrico en torno al mismo.

---

<sup>(1)</sup> Hemos llamado "peeling" a las figuras caprichosas de un aspecto semejante al despellejado del cutis.

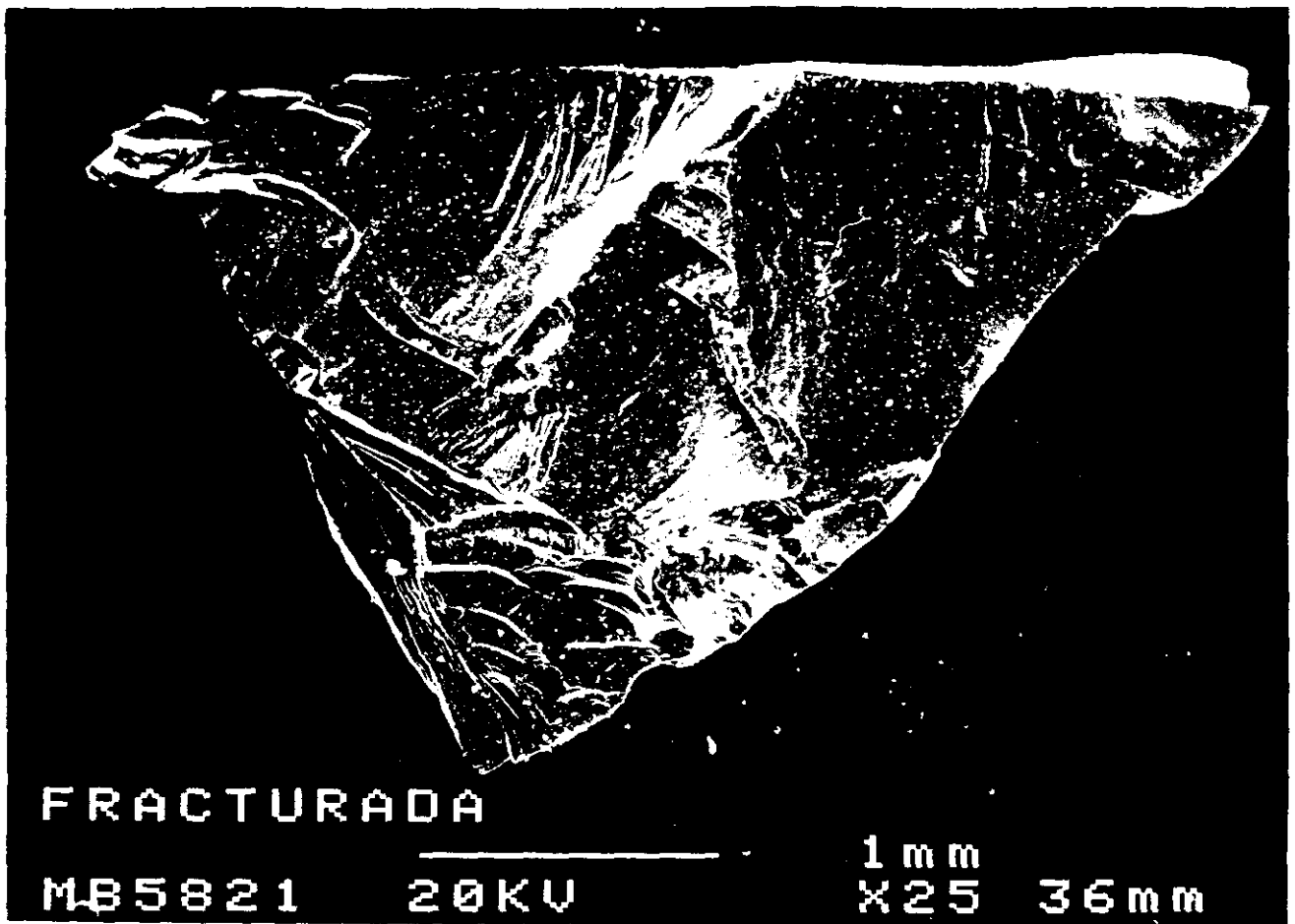


Foto 1



Foto 2

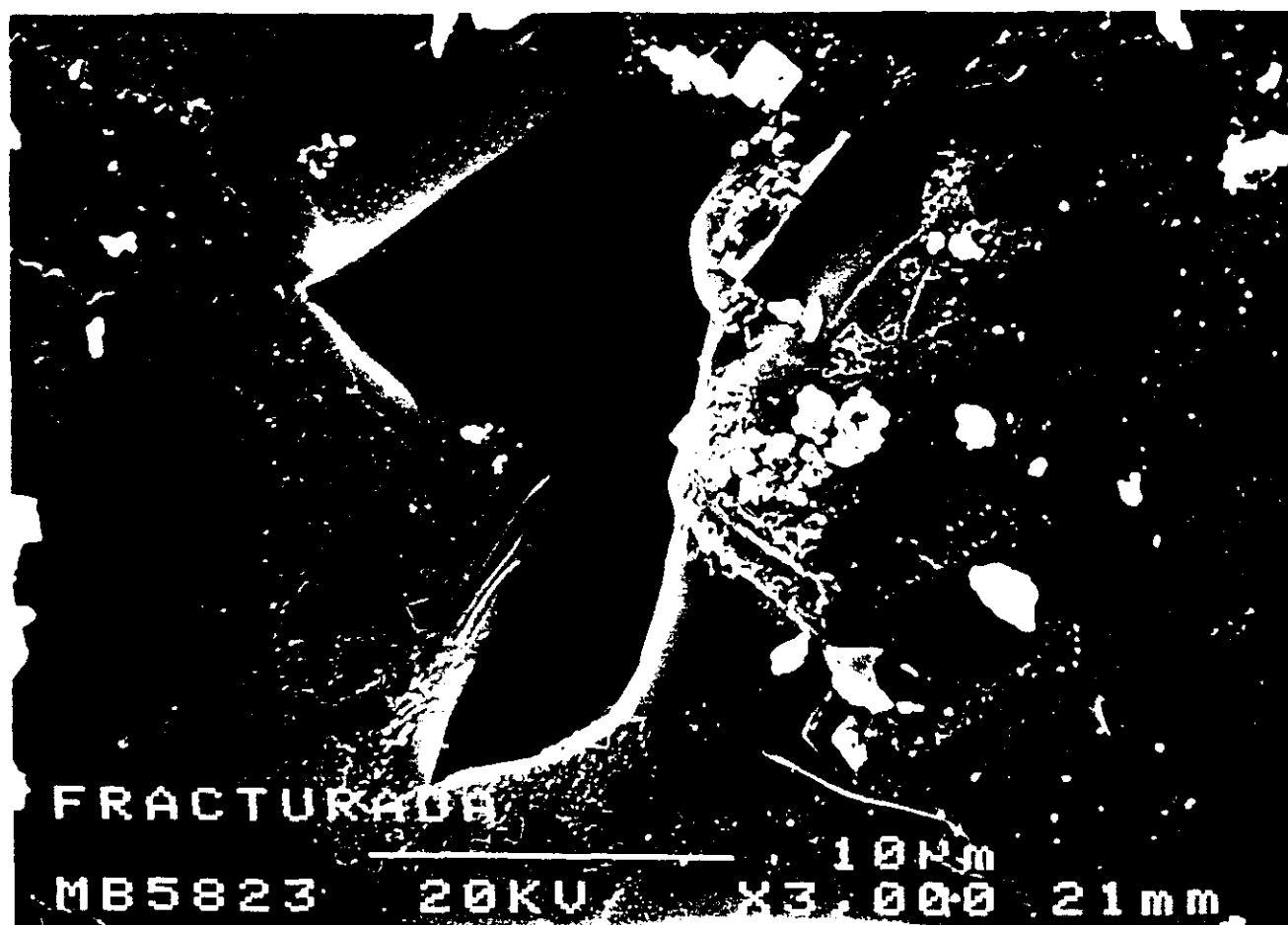


Foto 3



Foto 4

Dado que el fluorhídrico tiene una baja densidad, la capacidad de penetración por los poros es muy grande. Por ello, los poros pequeños no presentan el "peeling". El resto de la superficie se halla salpicada por botones a lo sumo de una décima de micrómetro igualmente de amorfos, semejantes a las "partículas líquidas" (Chuan, 1987).

Detalle de otro de los bordes del poro **Foto 5**, donde el ataque ha sido mayor. A ello han contribuido la cercanía al poro, que concentra el agente corrosivo, y las estrías debidas a las fracturas mecánicas que han debido funcionar como "rillen" o regueros, una vez que el fluorhídrico se ha condensado sobre la superficie del grano.

La **Foto 6**, es otro detalle del mismo grano, en el que se aprecia la superficie fracturada, con fracturas concoideas, y con numerosas esquirlas producidas durante la fracturación.

La **Foto 7**, pertenece a otro detalle de lo anterior.

La **Foto 8**, es otro grano anguloso, de caras planas, con más fracturación propia del tipo de muestra.

En la **Foto 9**, se ve que existen esquirlas de fracturación que han sufrido un intenso ataque, dando origen a figuras arriñonadas e incluso cristales euhedrales de neoformación de arcilla (hexágonos de tamaño cercano a un micrómetro, por lo que podría tratarse de arcillas del grupo de la caolinita) fruto de la ruptura, más ulterior corrosión química.

El solo tratamiento con vapores de fluorhídrico en frío durante una hora y cuarenta y cinco minutos, ha producido en algunos casos un cariado total de la superficie original del grano, hasta el punto de que se asemeja bastante a los supuestos ataques químicos, a los que se debieron ver sometidos los granos naturales de la raña.



Foto 5

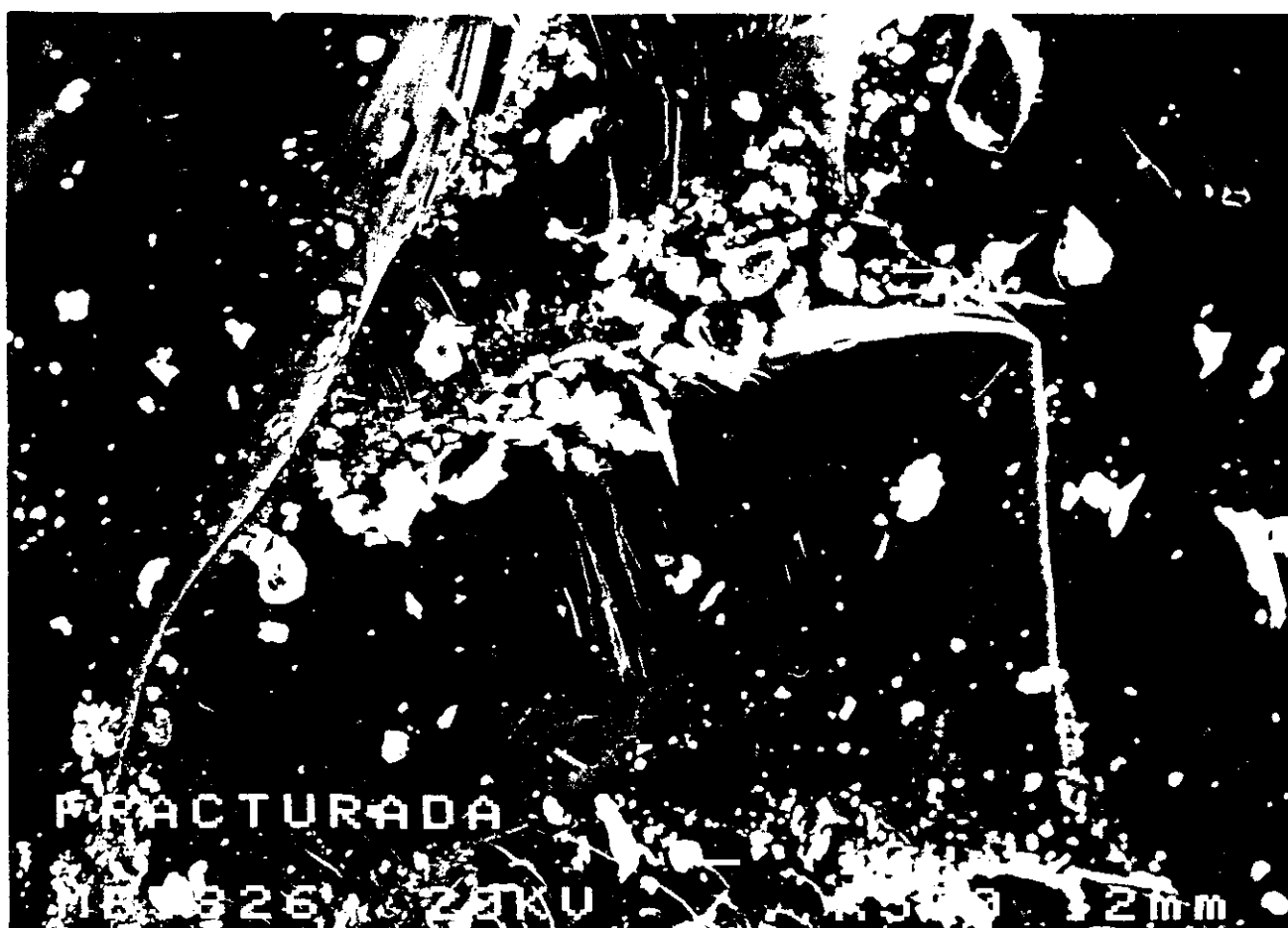


Foto 6

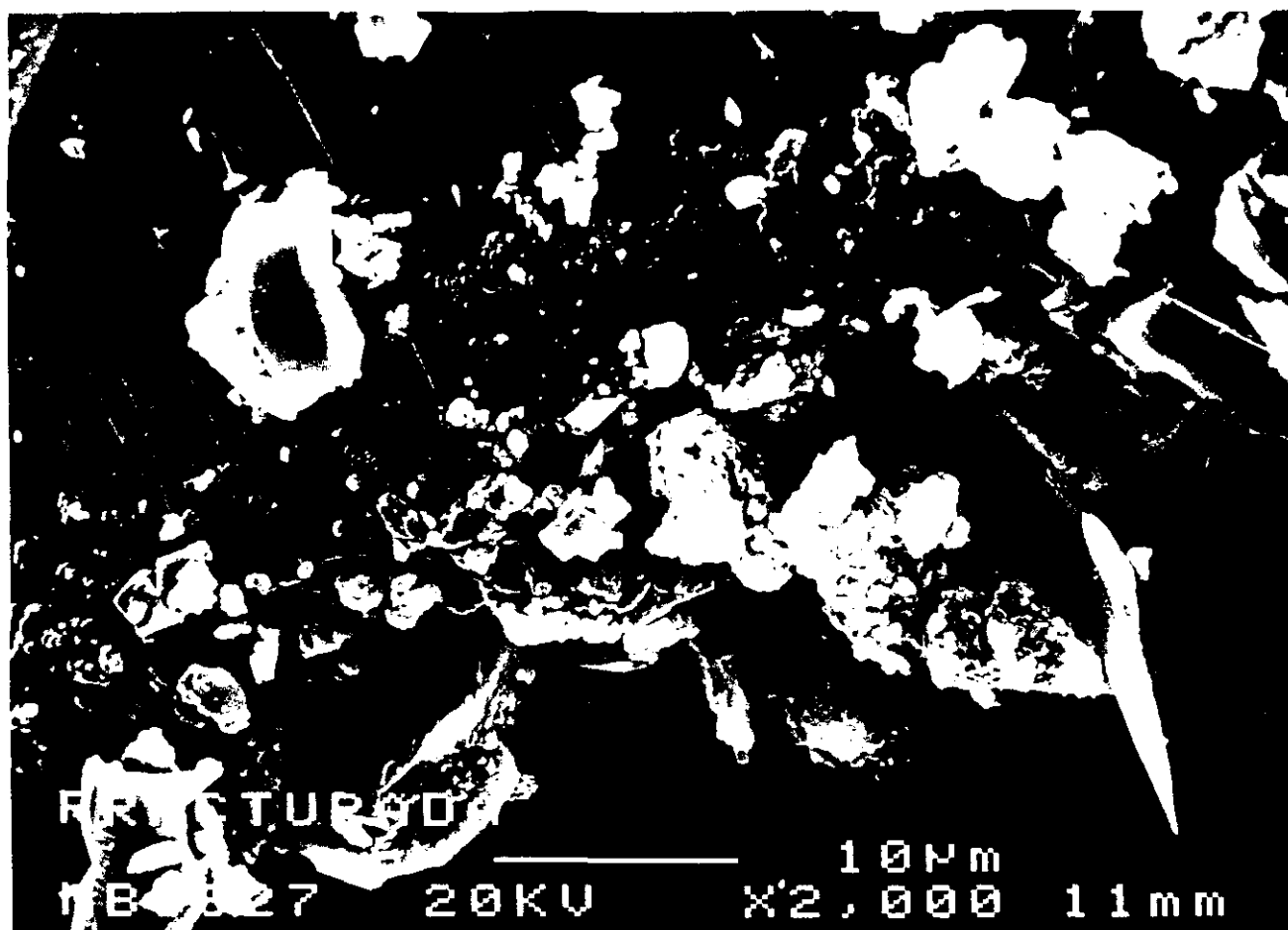


Foto 7

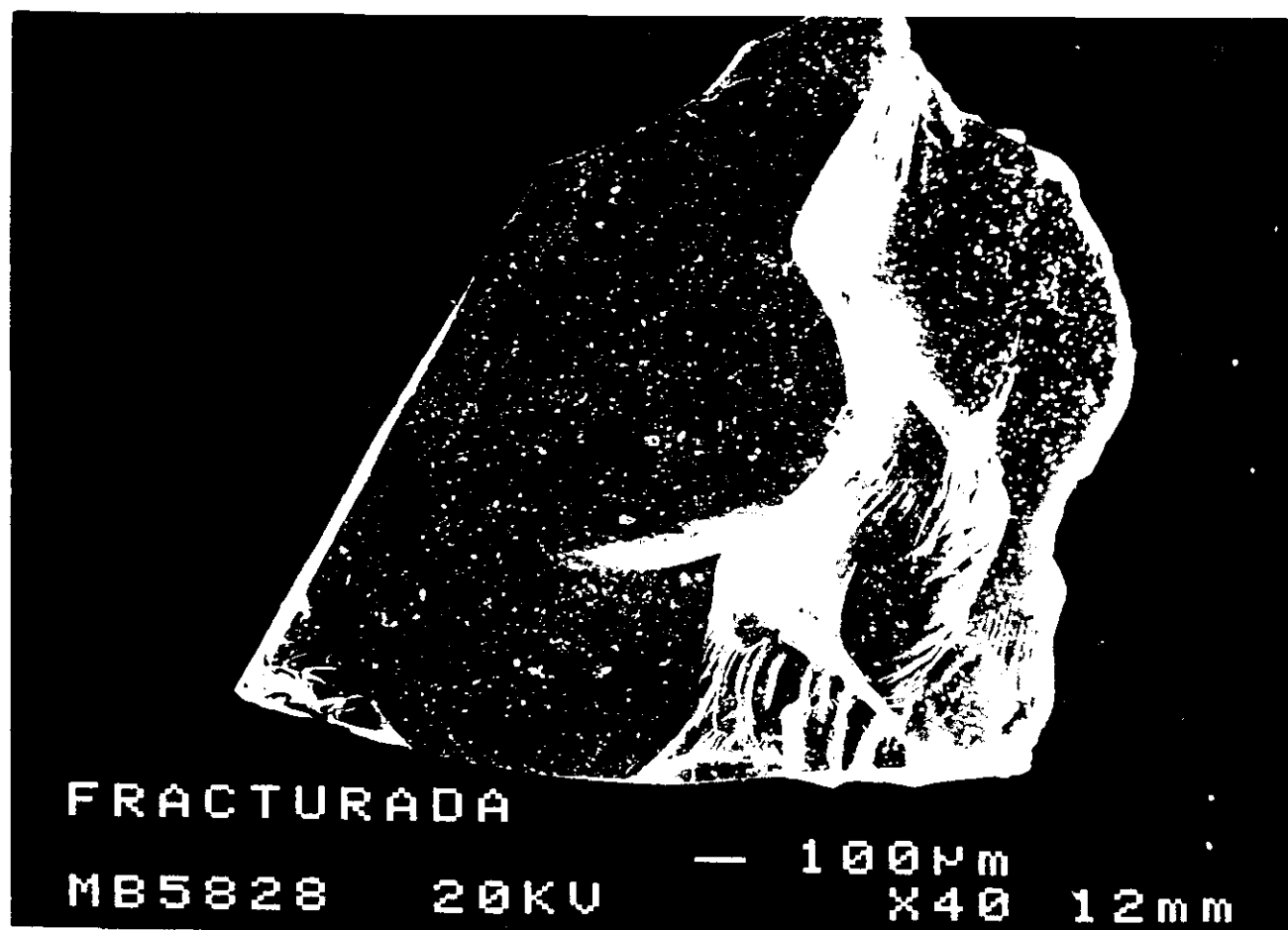


Foto 8



Especialmente activo ha sido el vaciado de las huellas de fracturación mecánica (Gutián et al., 1985), tales como pistas de uñadas<sup>(2)</sup>.

En la **Foto 10**, se ve golfos de corrosión, que pertenecen al detalle de la anterior fotografía.

La **Foto 11**, son otras figuras de corrosión, esta vez con recristalizaciones, que pensamos que son de arcilla y no de cuarzo, en la superficie. ¿Se podrían haber generado fruto de la evaporación del fluorhídrico, que atacó la superficie corroyéndola?.

La **Foto 12**, es otro grano también anguloso y fracturado. Se ve las caras de fractura además de las esquirlas, más una banda ligeramente alterada y, sobre todo, con recristalizaciones, que se deben corresponder con una fisura ya atacada antes de la fracturación. Se ven esquirlas de cuarzo, de  $\sim 10 \mu\text{m}$  sobre una de las caras planas.

La **Foto 13**, es otro grano anguloso con fisuras.

La **Foto 14**, es un detalle de la anterior en la que podemos apreciar en la fisura las cristalizaciones y poros. Debe de tratarse de cristales de filosilicatos (¿arcillas?) en contraste con las esquirlas de fracturación.

La **Foto 15**, corresponde a un detalle de una muestra fracturada y fresca, con inclusión rojiza dentro del cuarzo (probablemente turmalina o granate), que ha sido evacuada y recristalizada. Ha habido ataque, posiblemente a lo largo de la fisura, por la que luego se ha roto el grano. El cuarzo se encuentra sólo fracturado, sin huellas de ataque, y con esquirlas.

---

<sup>(2)</sup> Denominamos así a las marcas en media luna que se suceden a lo largo de una huella larga, y deben haberse generado por presión de un objeto que se arrastra por la superficie del grano.

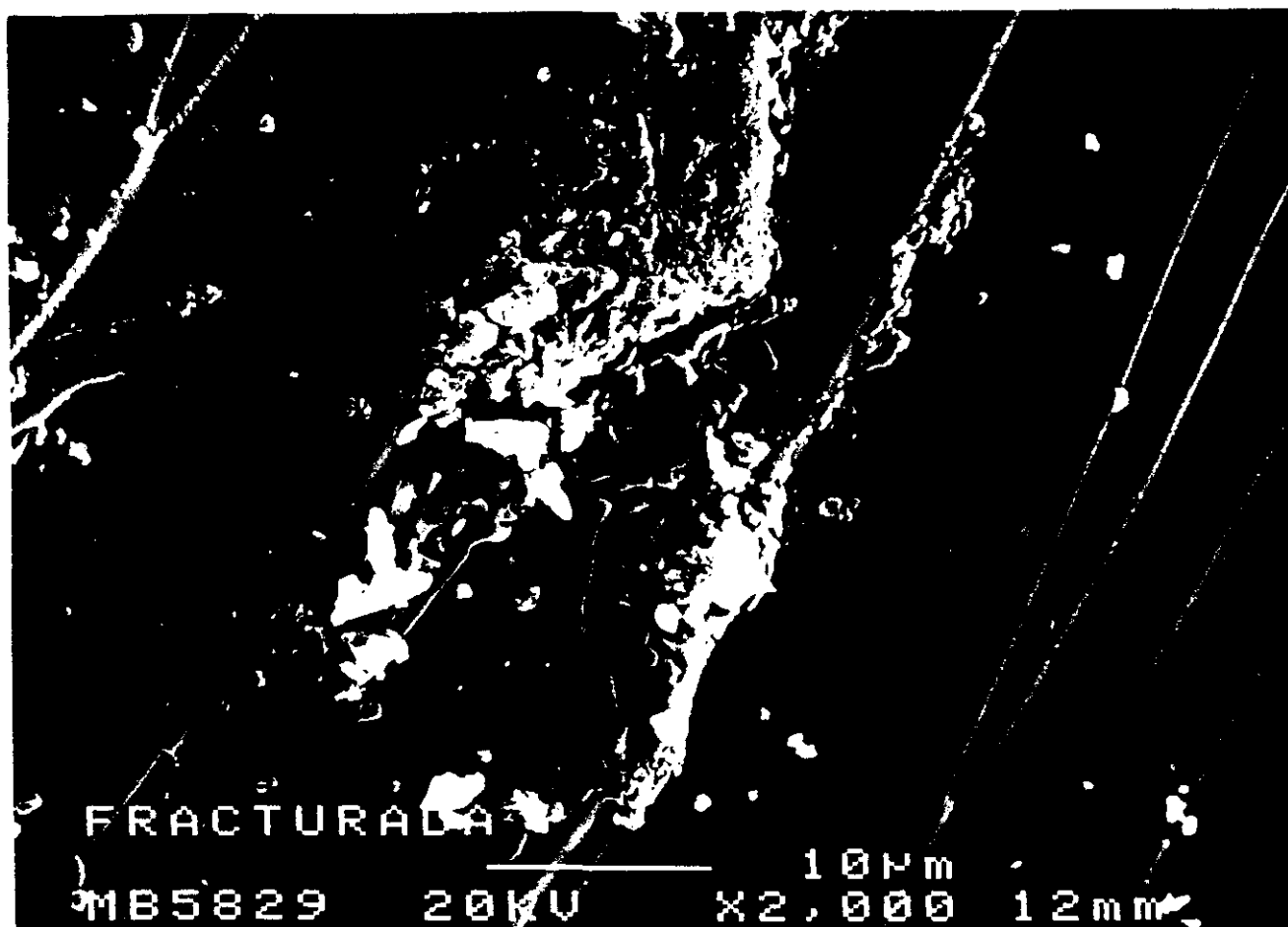


Foto 9



Foto 10



Foto 11



Foto 12

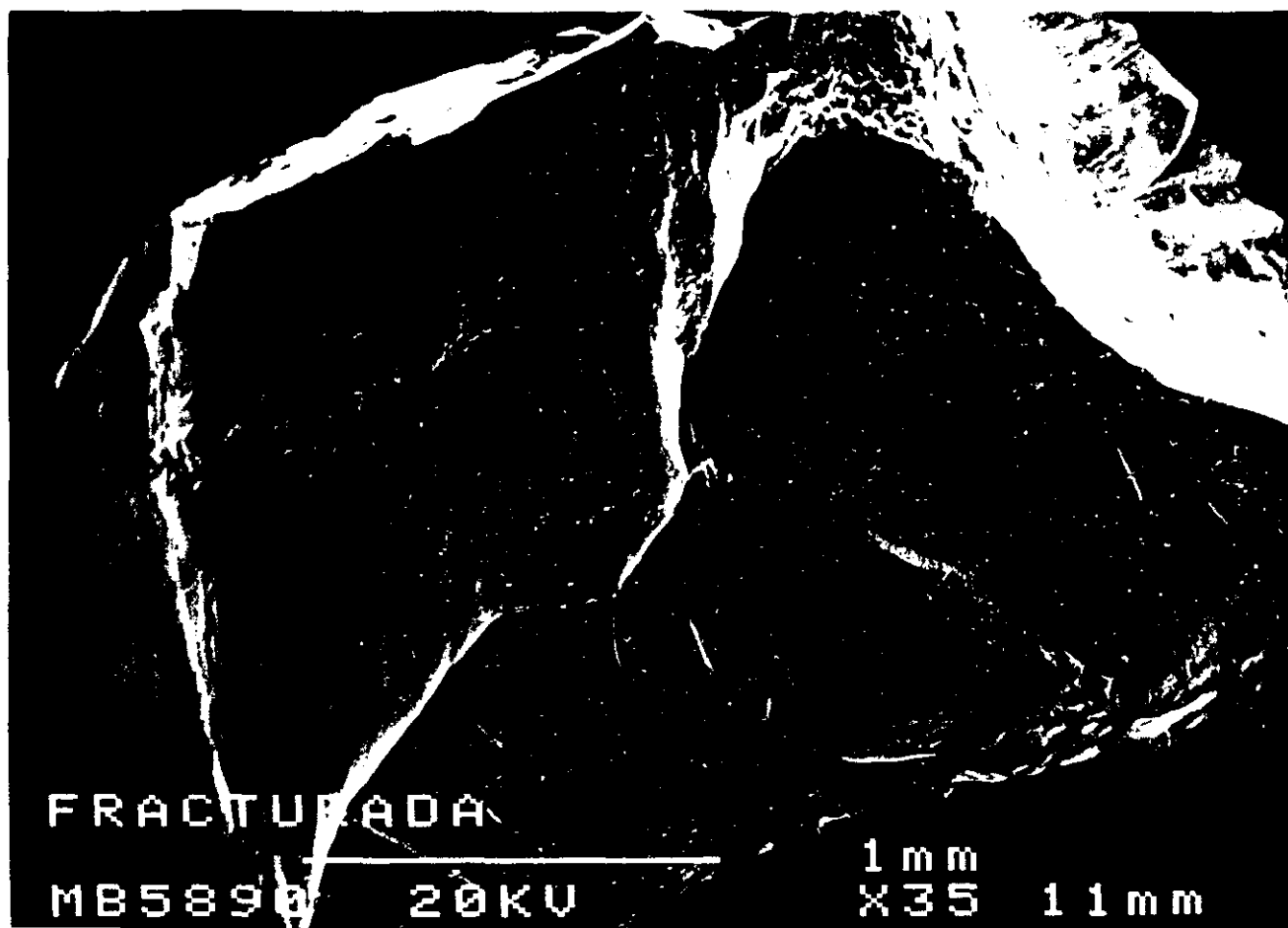


Foto 13

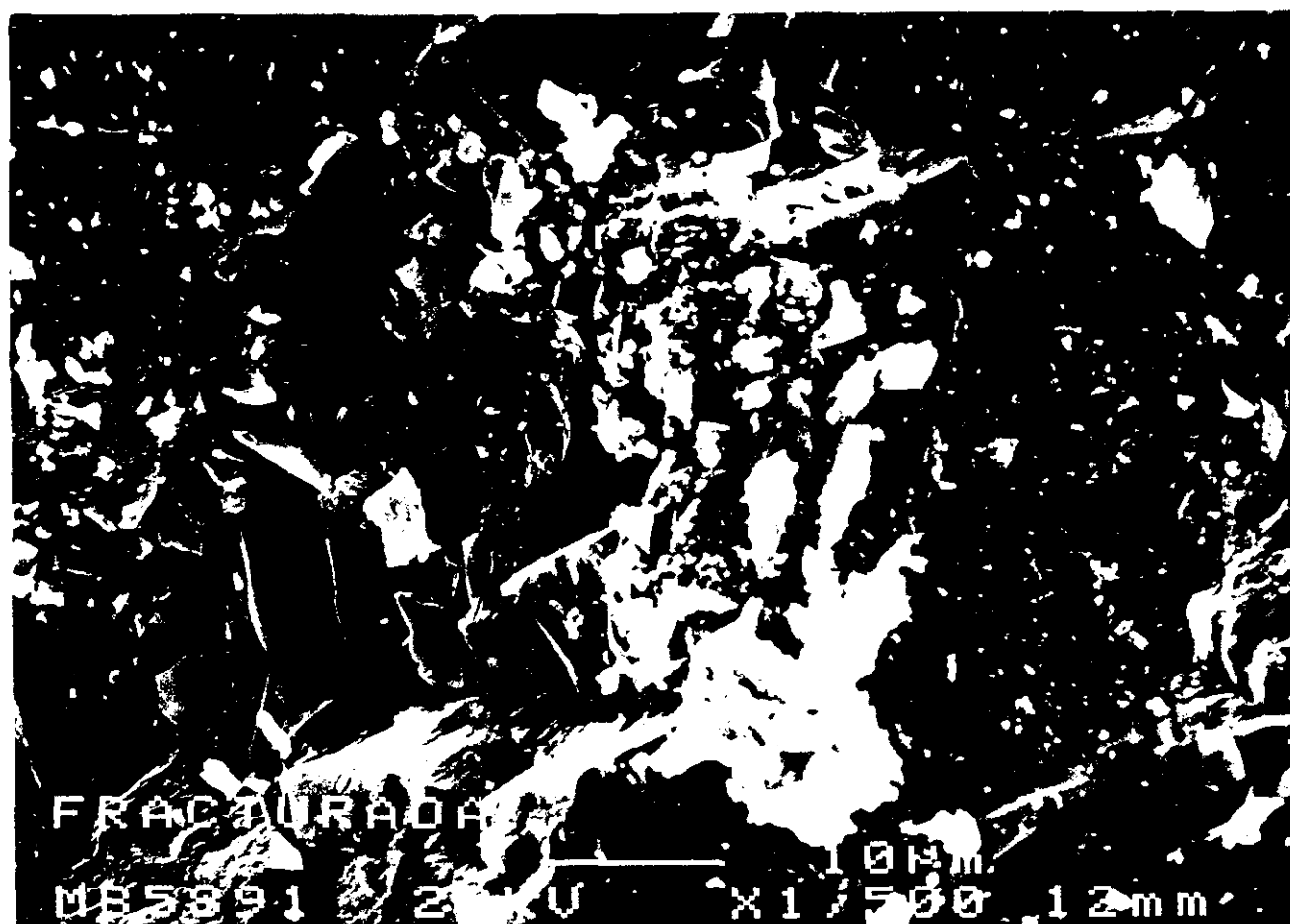


Foto 14

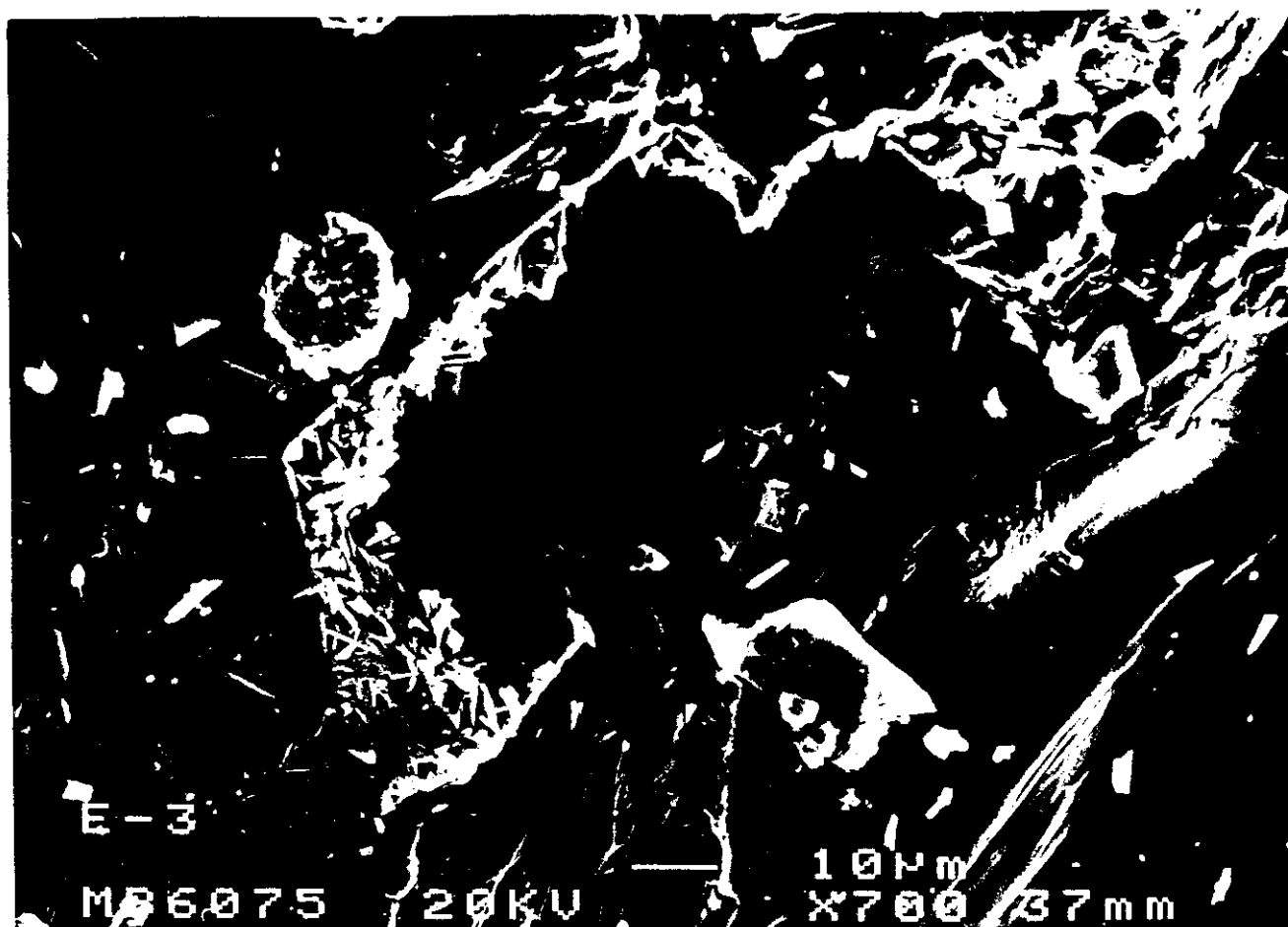


Foto 15



Foto 16

La **Foto 16**, pertenece también a una muestra fracturada y fresca. Se ve otra inclusión, esta vez sin atacar, presentando probablemente cristales de feldespato. Poros, más fracturas concoideas en el cuarzo. Se ven dodecaedros de cuarzo, atacados a lo largo de una fisura.

En la **Foto 17**, se puede diferenciar entre el suave ataque en una cara de la fisura y el resto sin atacar. La parte alterada pone de manifiesto los hexágonos del cuarzo, aunque también podría tratarse de caolinita bien formada. Se ven en el cuarzo poros sin ningún ataque, estando el resto corroído.

La **Foto 18**, pertenece a una muestra fracturada artificialmente y sometida a vapores de fluorhídrico en frío durante una hora y 45 minutos. El grano presenta innumerables "facetas" de alteración. En ciertas caras se aprecia que están atacadas y arruinadas, dado que el ácido ha comenzado el ataque destacando diversas alineaciones más un cierto carácter caótico. Apenas existen cristales sobre la superficie.

La **Foto 19**, pertenece a un detalle de la anterior, en la que se ve que sobre el ataque se ha depositado en ciertos lugares unos cubos, de lado aproximadamente de un micrómetro perfectamente contruidos y a veces en maclas de compenetración.

La **Foto 20**, también pertenece al mismo detalle y se ve sobre la superficie cariada cristales planos de hábito hexagonal, cuyo análisis espectrográfico dio como resultado un silicato aluminico con ciertas trazas de potasio y calcio (filosilicatos), Figuras 5.1 y 5.2, por lo que puede afirmarse rotundamente ser de la familia de la caolinita (Eswaran y Stoops, 1979). Dichos cristales presentan unas aristas ligeramente sinuosas por lo que deben haber sufrido un ataque; no obstante las caras están ligeramente atacadas y los vértices redondeados, con cubitos sobre la superficie.

La insignificante cantidad de estos elementos no parece corresponderse con la fórmula ni de la anortita, ni de la ortosa. Sí parece claro que un ataque mediante

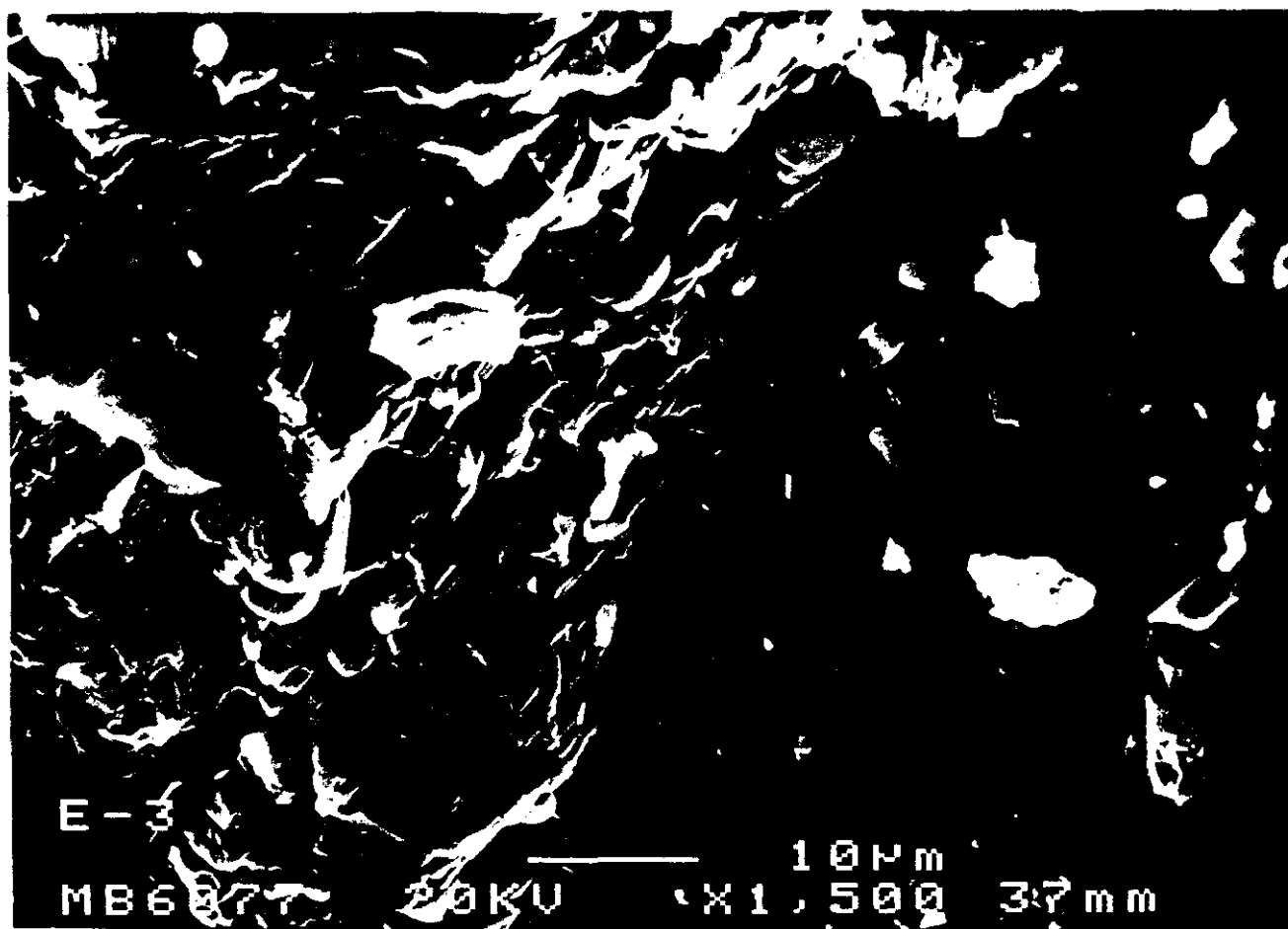


Foto 17

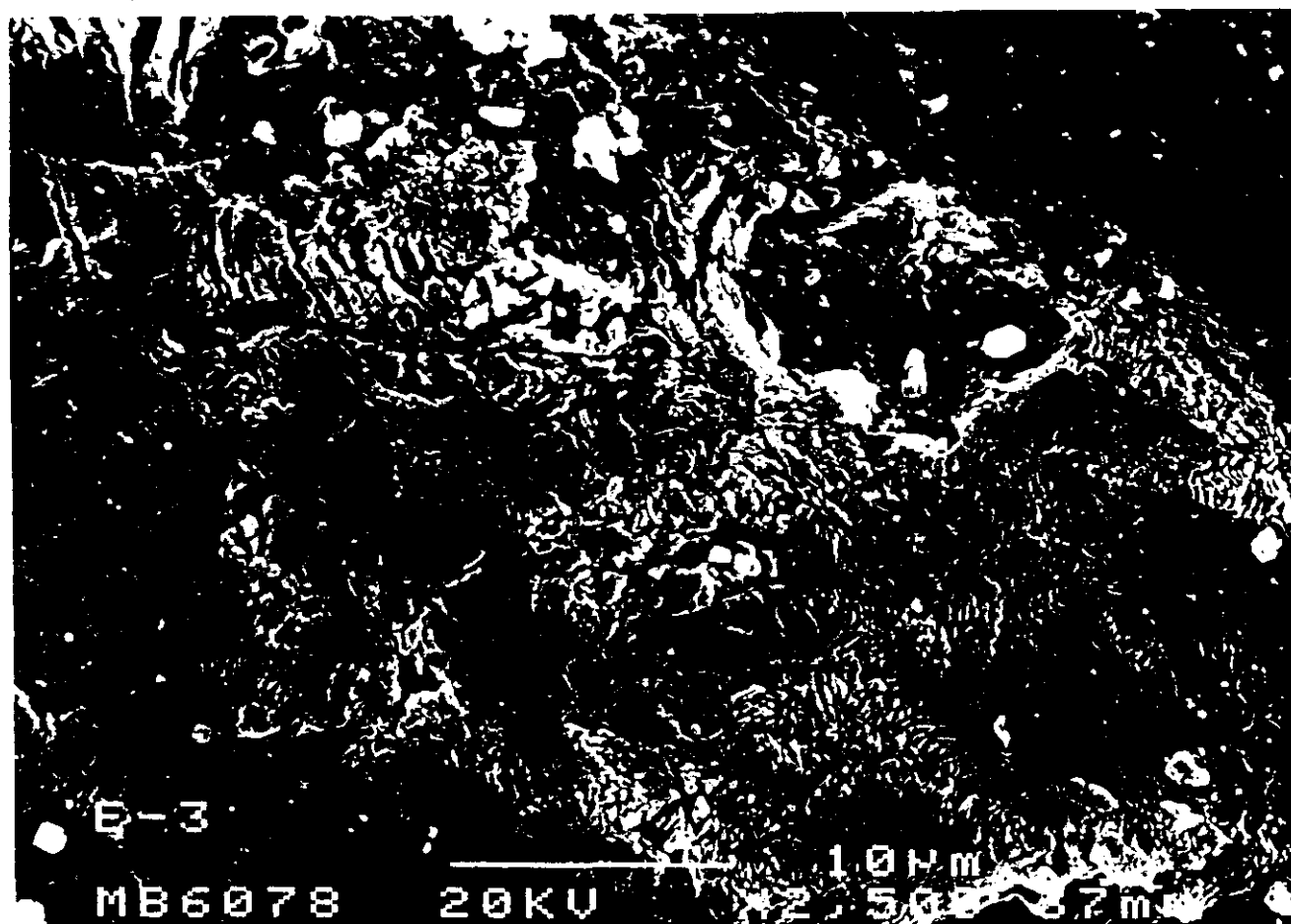


Foto 18



Foto 19

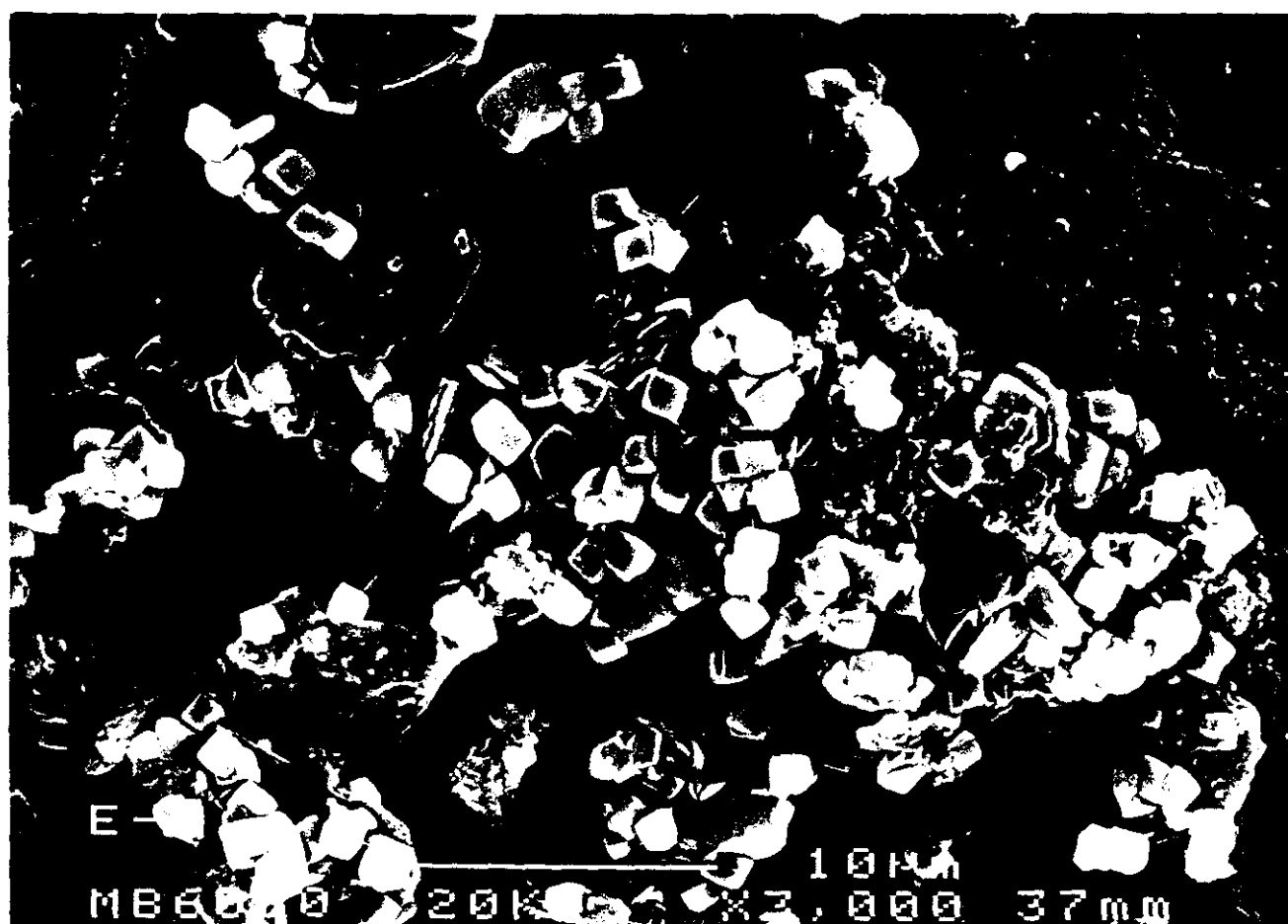


Foto 20



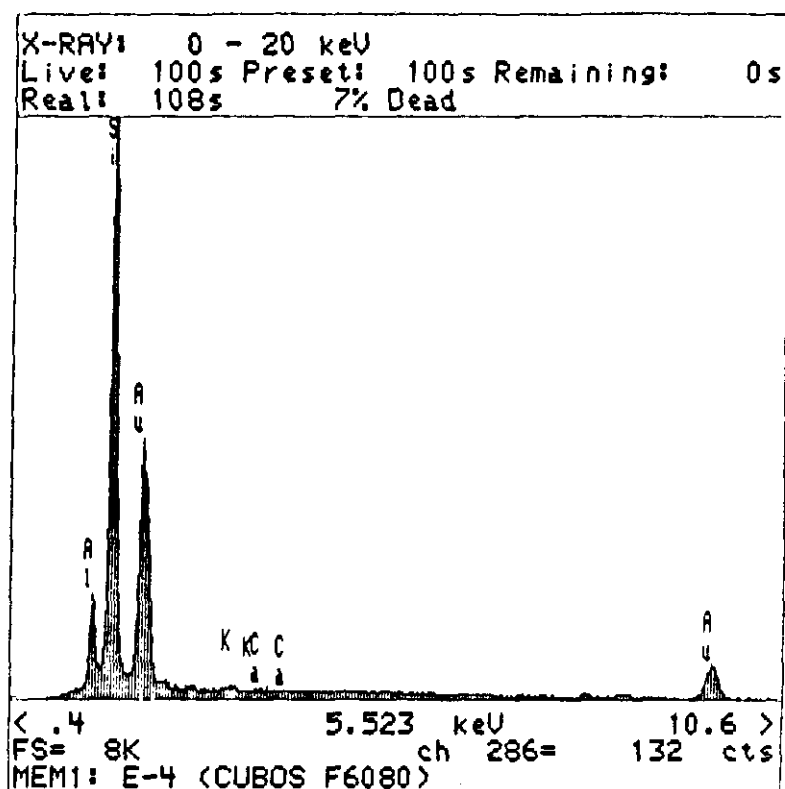


Figura 5.1 Difractograma correspondiente  
 a la foto 20

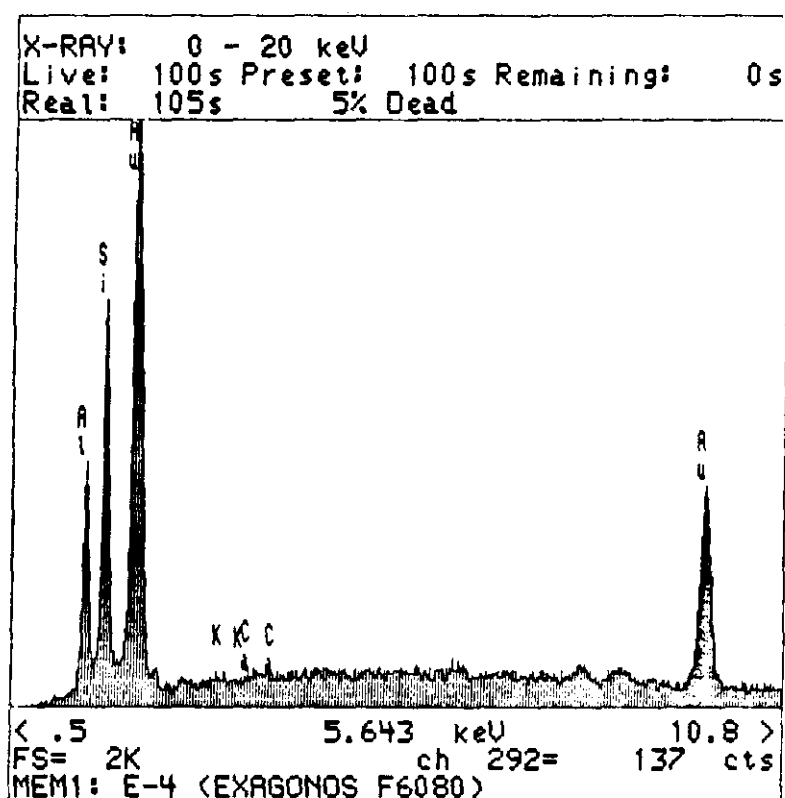


Figura 5.2 Difractograma correspondiente  
 a la foto 20

un ácido muy fuerte en tiempo mínimo, es capaz de liberar importantes cantidades de sílice y aluminio, que cristalizan posteriormente en sustancias simples, manteniendo los alcalinotérreos y alcalinos en disolución hasta su combinación final.

La **Foto 21**, pertenece también a la muestra anterior, en la cual podemos ver como toda la superficie del grano está tapizada de cubitos más filicositos.

En los granos tratados al vapor de fluorhídrico ya se aprecia que los poros son euhedrales Foto 4, esto es, se corresponden con las caras de los cristales. También el crecimiento desordenado de amorfos llama la atención, especialmente en las inmediaciones de los poros mayores que, se supone, han actuado concentrando una mayor cantidad de vapores. El resto de la superficie se halla salpicada por botones a lo sumo de una décima de micrómetro; igualmente debe notarse la abundancia de amorfos. En algunos casos existen esquirlas de fracturación que han sufrido un intenso ataque, dando origen a figuras arriñonadas, e incluso cristales euhedrales de neoformación de arcilla (hexágonos de tamaño cercano a un micrómetro, por lo que podría tratarse de arcillas del grupo de la caolinita).

#### **V.2.2. Muestras atacadas con fluorhídrico**

La **Foto 22**, pertenece al tratamiento durante 46 horas en ácido fluorhídrico al 45 %, siendo su aspecto totalmente cariado en la superficie del grano. El ácido ha corroido pero destacando las caras de los cristales.

La **Foto 23**, es más detalle de la misma superficie totalmente cariada, poniendo de manifiesto las alineaciones de los cristales, a modo de huecos de corrosión.

La **Foto 24**, sigue siendo la misma pero en la que podemos ver las puntas de cristales corroidos pero euhedrales.

En la **Foto 25**, se ve caras planas con las insinuaciones de los cristales, aunque de triángulos de corrosión en los bordes. Parecen como fibras runiformes por ataque

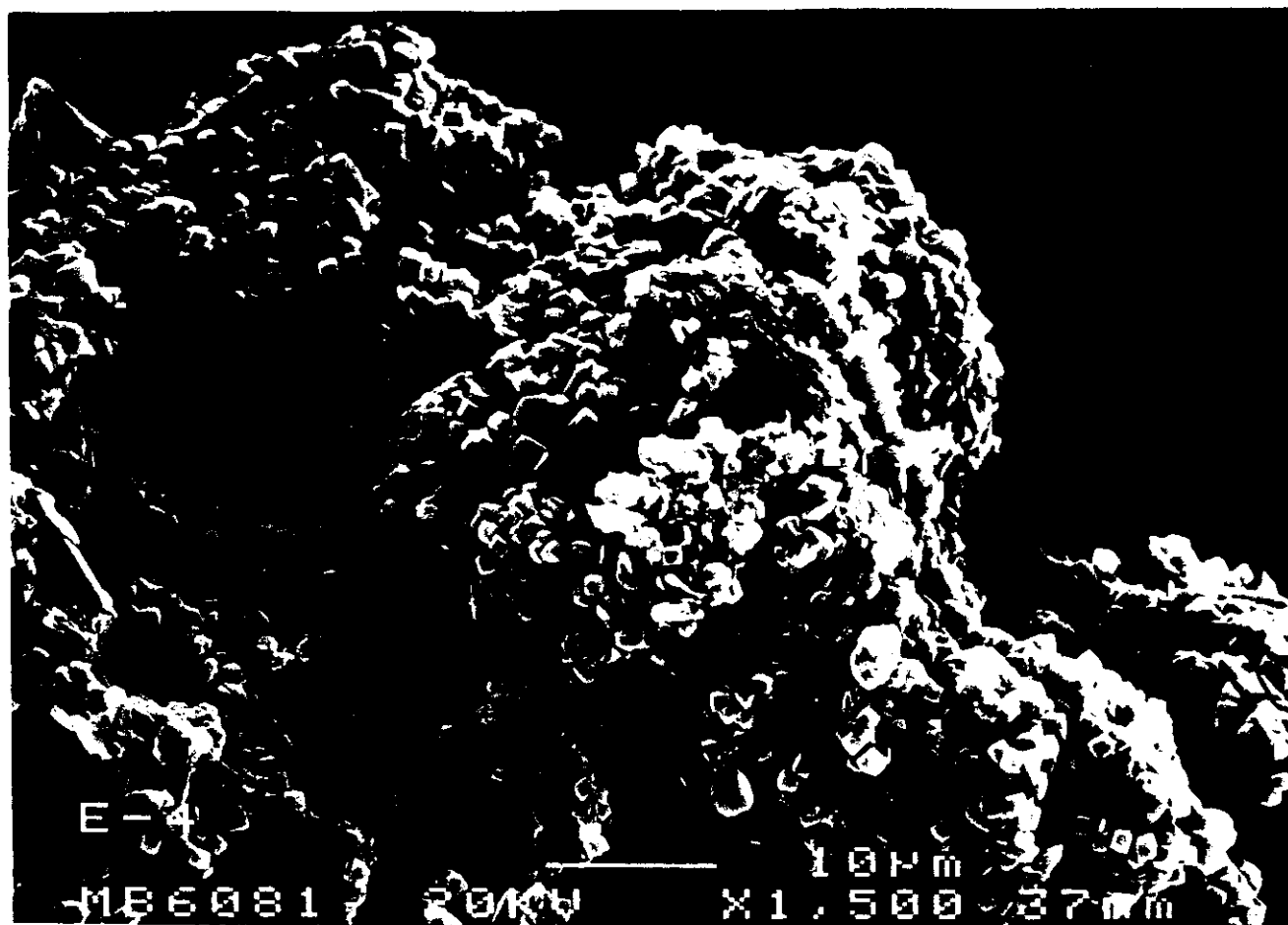


Foto 21

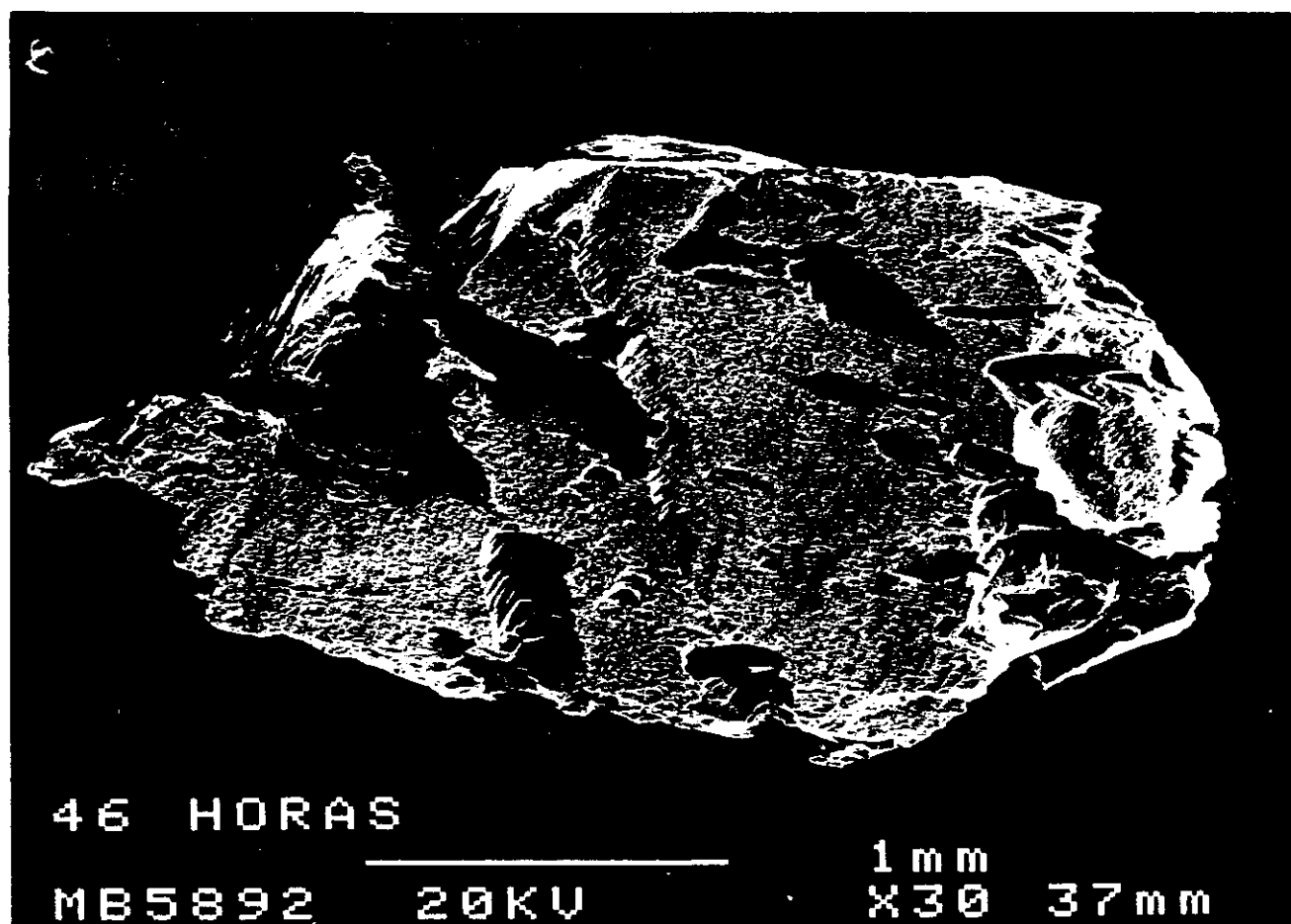


Foto 22

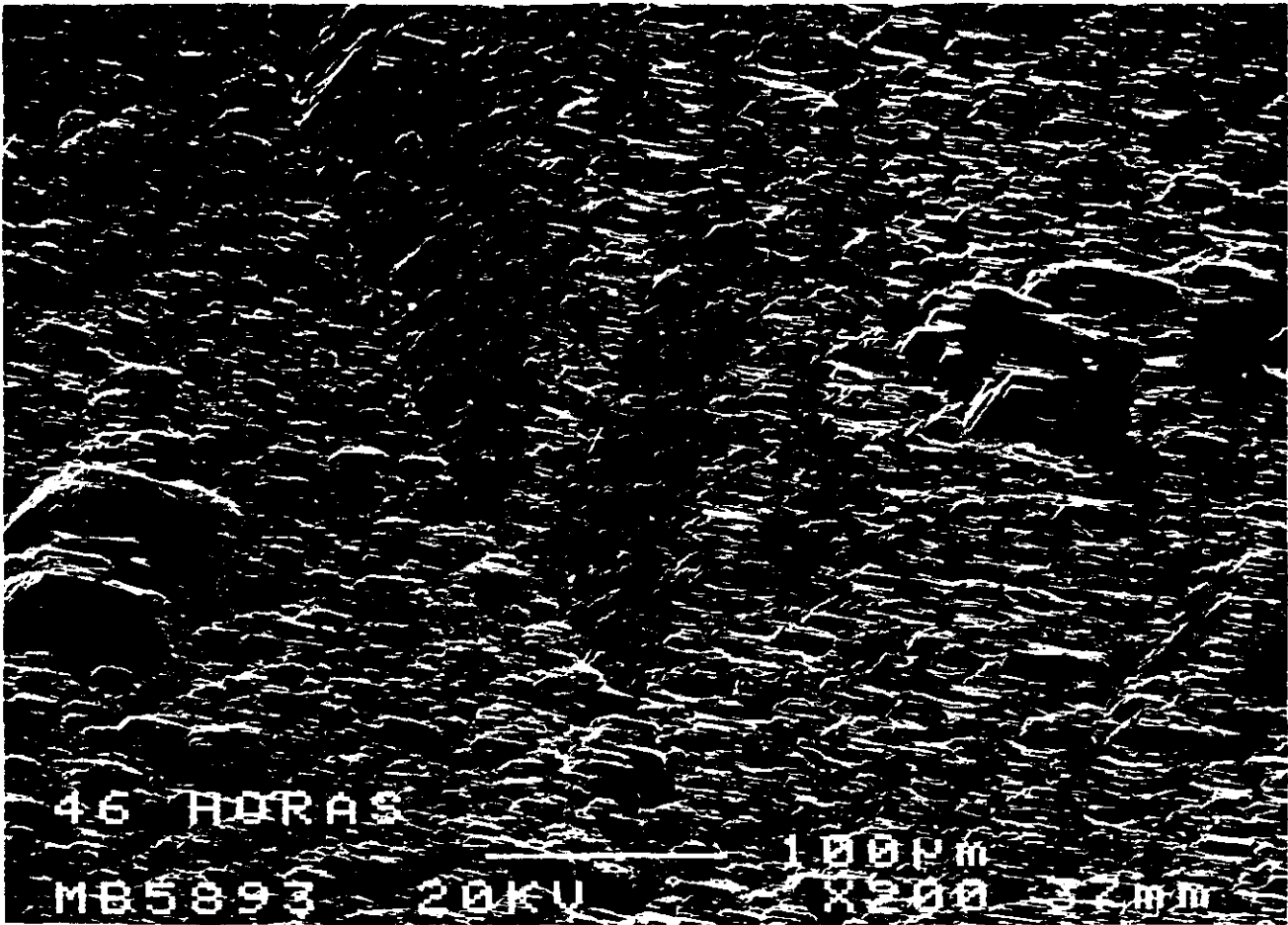


Foto 23

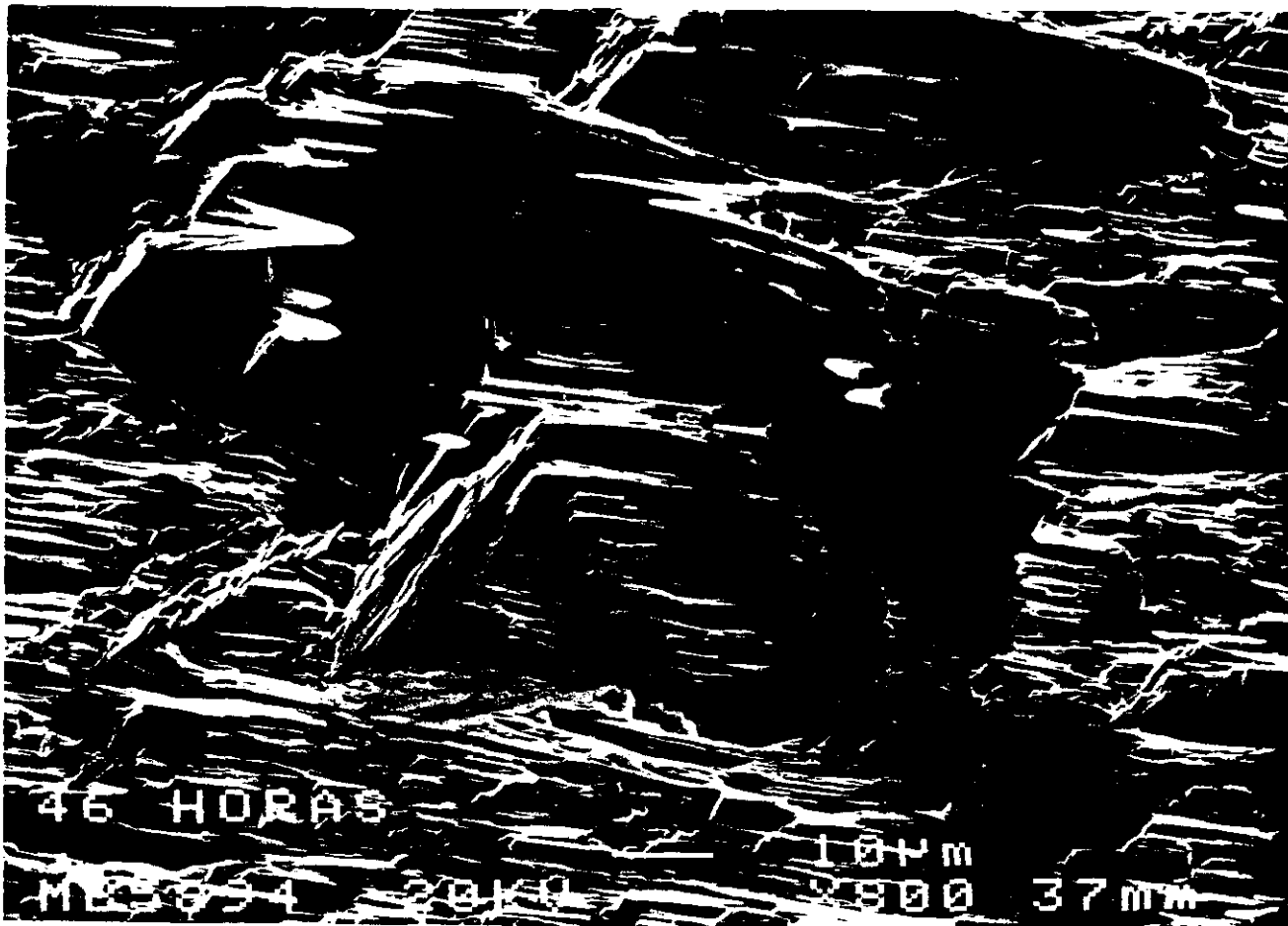


Foto 24

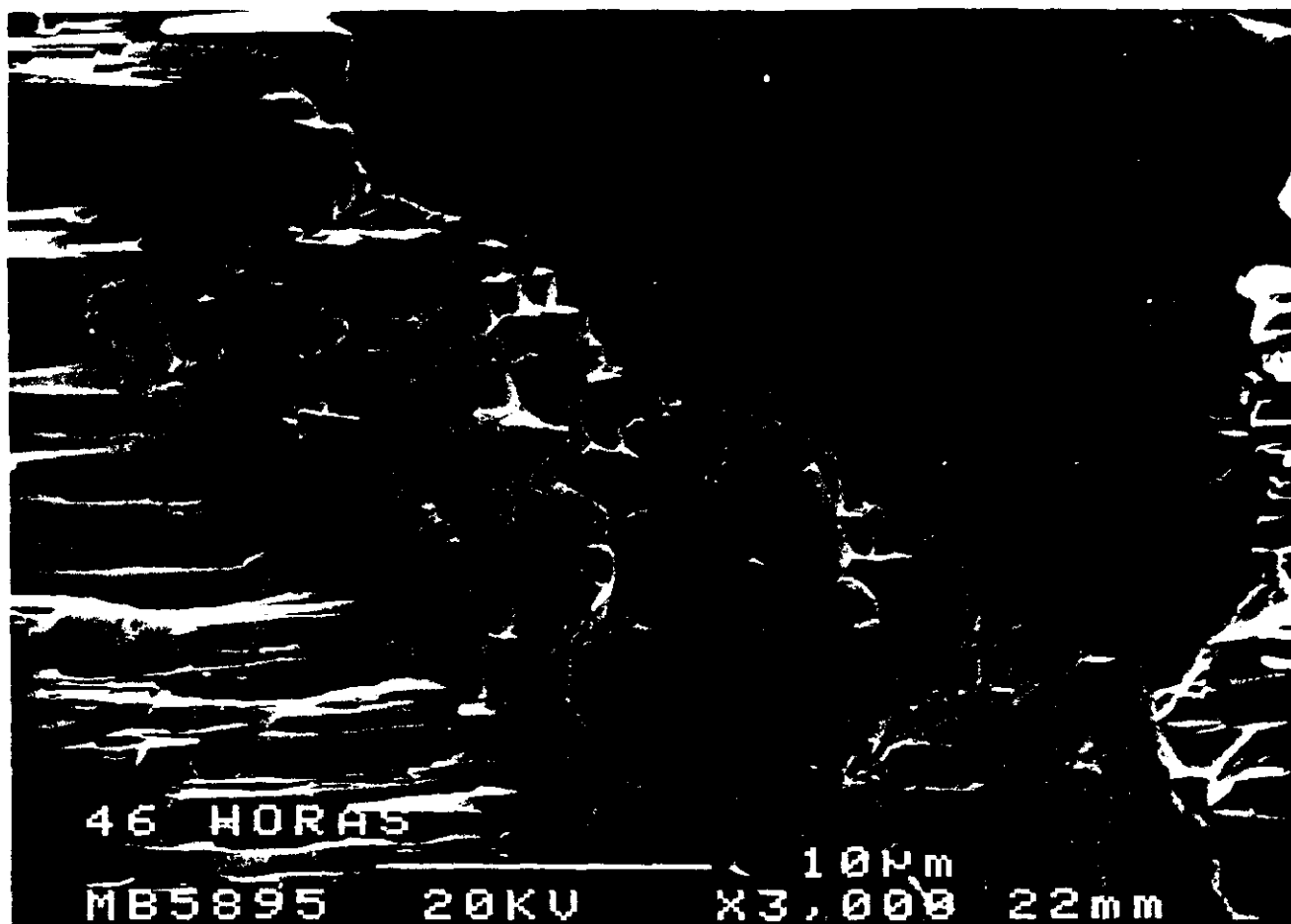


Foto 25

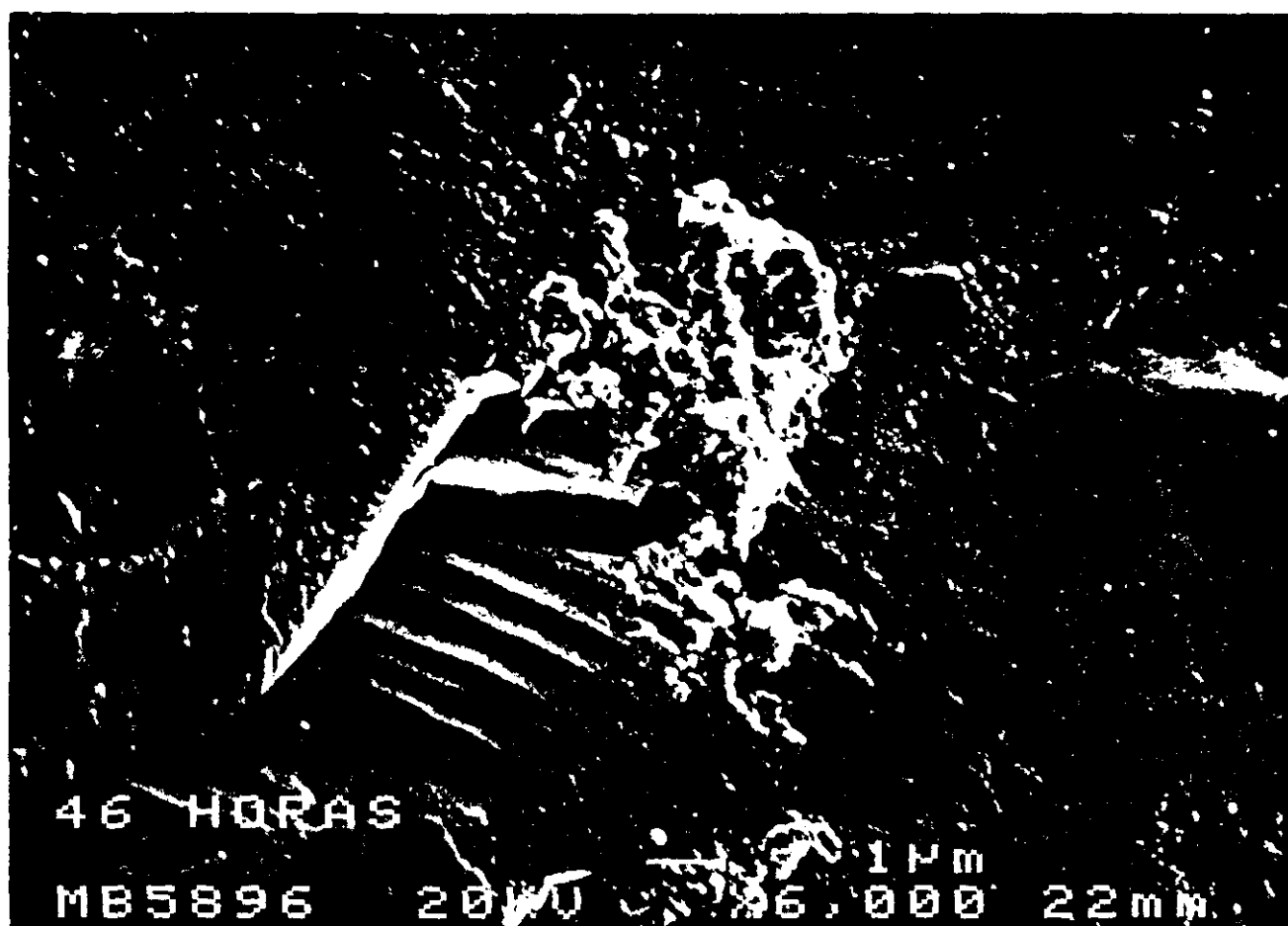


Foto 26

intensísimo del fluorhídrico. Por lo general, el tratamiento con el ácido fluorhídrico dio como resultado la corrosión intensa de los fragmentos o lascas fruto de una anterior fractura (Margolis, 1968). Con el fin de diferenciar convenientemente el ataque inducido de las posibles huellas de procesos anteriores, se desecharon todos los granos naturales. No se descarta, sin embargo, que al fracturar, no se hayan podido seguir involutariamente planos de ataque previo o bien superficies de debilidad anterior. A las premisas ya comentadas cabe añadir que llama igualmente la atención *que la corrosión se realizó siguiendo las caras de los cristales del cuarzo, que no de formas arriñonadas, como tal vez cupiera esperar, en el caso de haber utilizado un disolvente menos enérgico.* También es digno de mención que en los frentes de ataque químico se observan triángulos, o más bien tetraedros, de corrosión del tipo que es ampliamente citado como de origen químico (Hurst, 1981; Schneider, 1970).

La **Foto 26**, es un detalle que corresponde a un poro en el que puede verse sílice amorfa, sobre una fractura concoidea anterior. Probablemente el poro resume fluorhídrico una vez disuelto el cuarzo y por ello, ha causado los amorfos de  $\text{SiO}_2$ .

En la **Foto 27**, correspondiente al detalle del borde dejado por una gota del ácido. Especialmente existen unas "cachiporras" o abultamientos terminales allí donde el líquido se evaporó.

En la **Foto 28**, vemos igualmente una gota totalmente evaporada; se nota el material amorfo en el borde, y la cristalización hacia el centro de la gota que ya no existe. Son características las formas en gancho.

La **Foto 29**, corresponde a un detalle de la anterior, en el que se ve la diferencia que existe entre el borde de la gota y el interior más cristalino. Existen además "gotas" o "cupulitas" por evaporación de muy poco líquido.

La **Foto 30**, corresponde a una vista general de otro grano también anguloso, pero con diferencia entre un sector casi sin ataque y otro corroído casi totalmente.



Foto 27

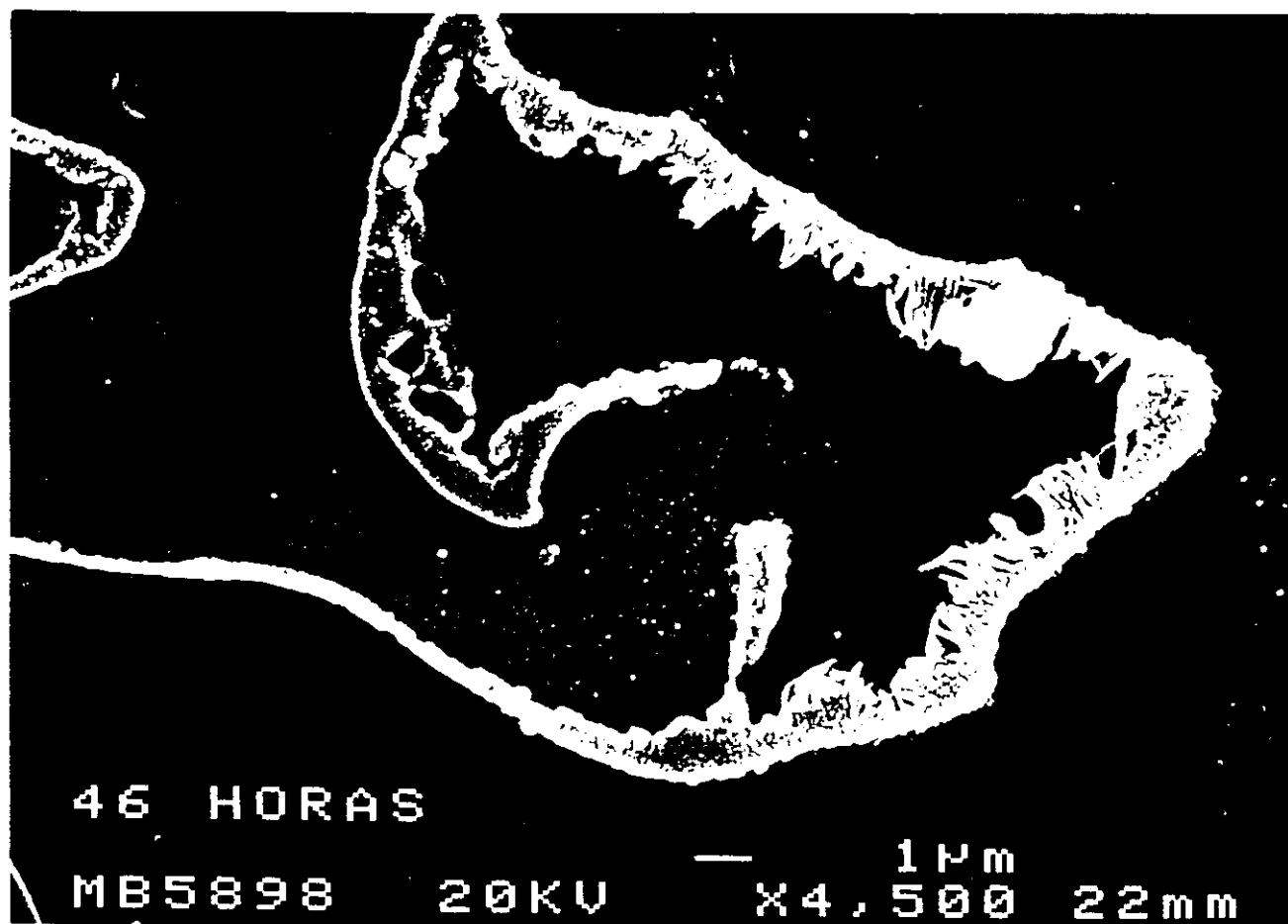


Foto 28

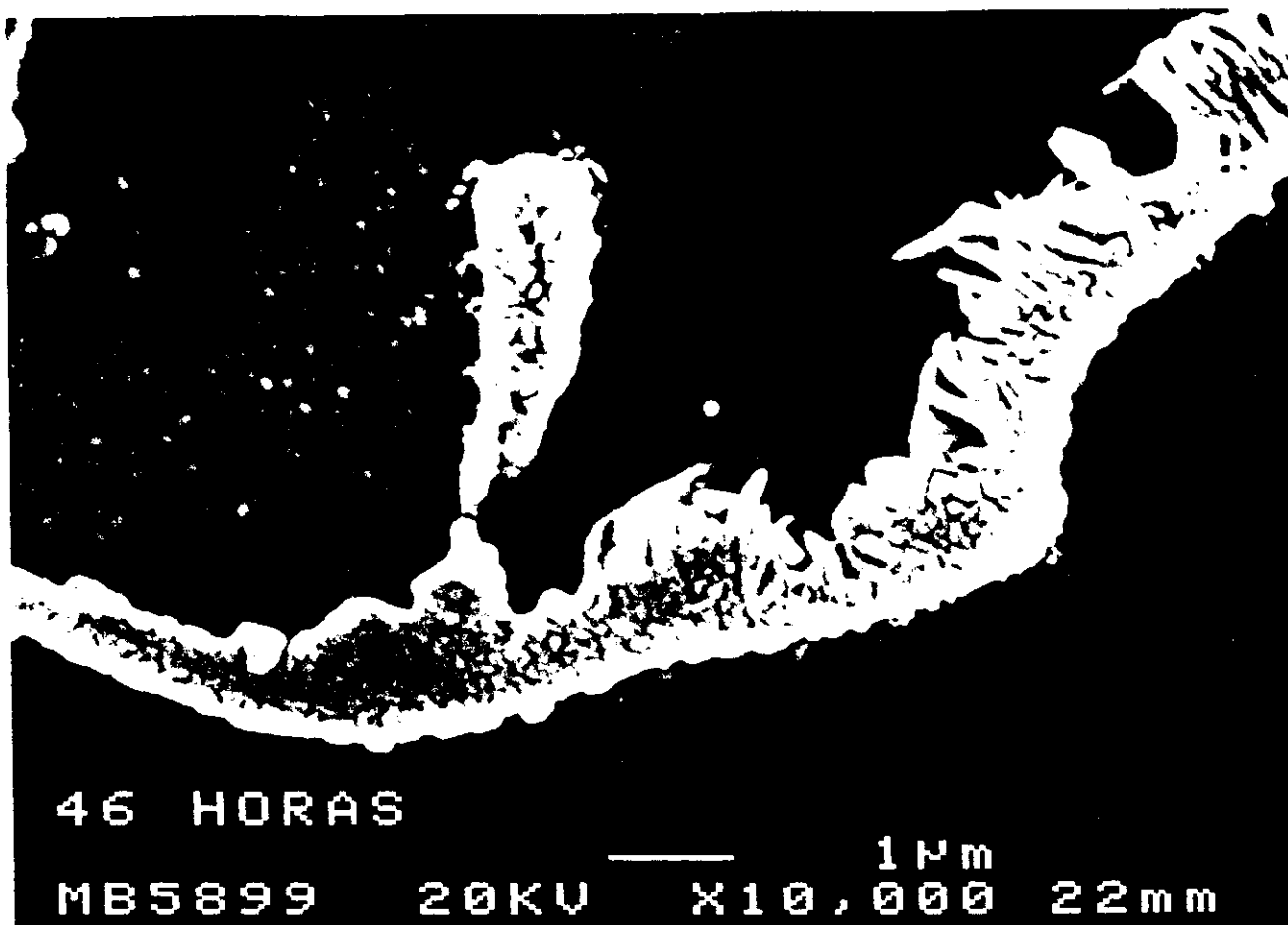


Foto 29

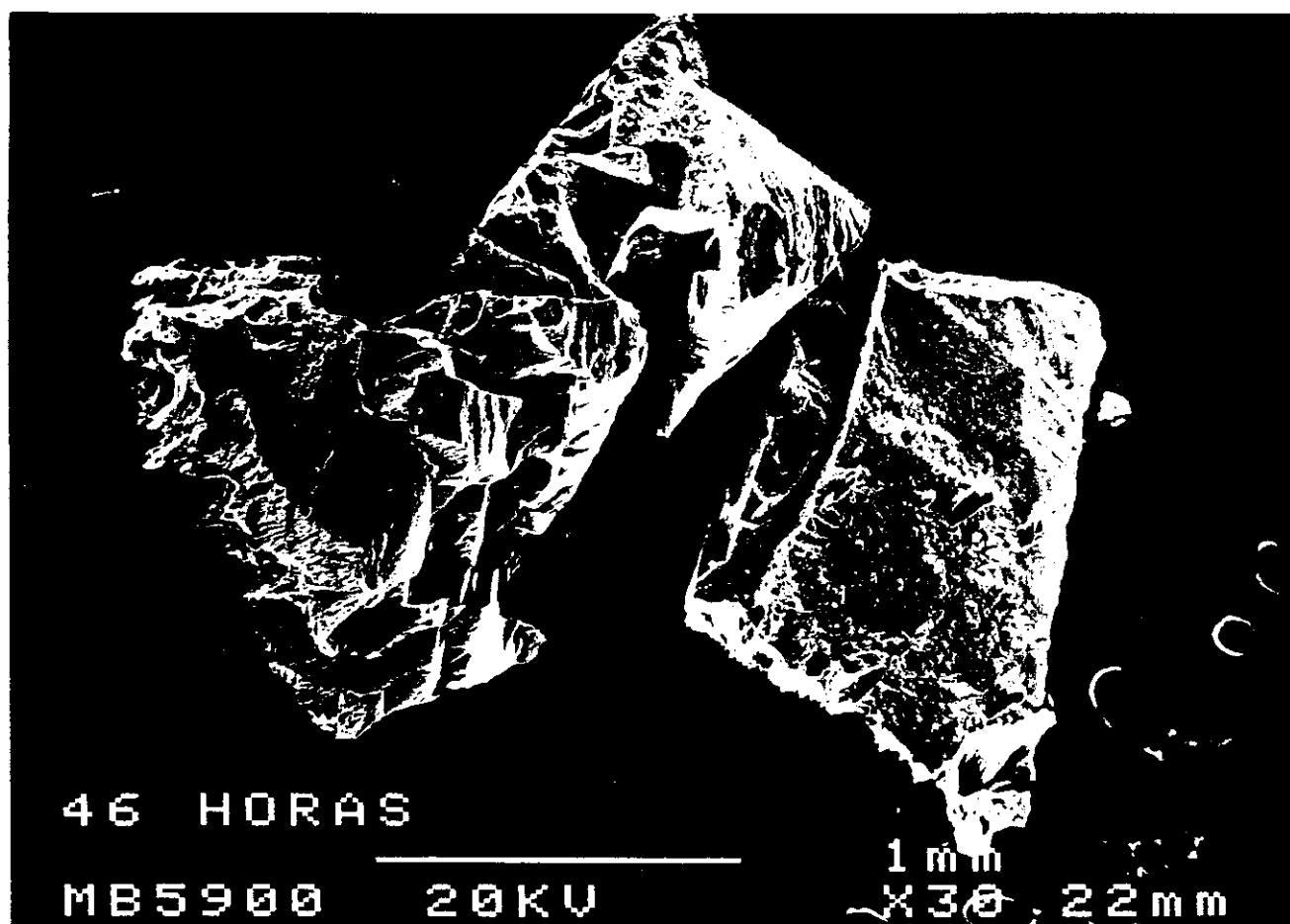


Foto 30



### V.2.3. Muestras atacadas por ácidos oxálico y acético

En los granos atacados por los ácidos oxálico y acético al 20% se reproducen los mismos fenómenos reseñados para el ataque con vapores de fluorhídrico: superficie corroida, cristales planos y hexagonales de caolinita; existen también esférulas de calcio, supuestamente un carbonato; rombos de calcio (claramente calcita); un filosilicato de composición potásica (ortosa) y finalmente aglomerados o drusas de núcleo amorfo y cristales romboédricos radiales, de igual naturaleza química. En las muestras bañadas en acético aparecen finalmente glomérulos poco cristalinos, cuya composición revela sílice y bario, con trazas de K y Ca, junto a los consabidos hexágonos de caolinita.

Vamos a comentar los granos que han sufrido ataque con ácido oxálico al 20% durante 10 días.

En la **Foto 31**, se aprecian fracturas concoideas típicas de la ruptura originada. En ciertos huecos apenas existen ataque. Sobre la superficie de las fracturas se pueden ver cristales mal definidos de sílice, apreciándose igualmente cierta cantidad de potasio y hierro, en proporciones casi despreciables. En el gráfico del microanálisis correspondiente a esta foto Figura 5.3, existe un fondo en puntos que ha impreso una cara sin atacar donde se ve la proporción de Fe y K. También se aprecia unos "cristales", más bien amorfos, probablemente de un silicato de Fe y K.

La **Foto 32**, y su correspondiente gráfico Figura 5.4, tiene Ca, K y Fe, es decir, ciertos silicatos creados a partir del ataque -suave- con ácido. La apariencia de la hoja que se ha pegado a la superficie del grano de cuarzo es de algo orgánico.

En la **Foto 33**, un detalle de la anterior fotografía, todavía es más destacado el aspecto de nido de avispas o de circunvoluciones del conjunto. En la Figura 5.5, al parecer el ataque ha liberado el Ca, K y Fe y ha originado un silicato en hojas (filosilicato, una arcilla?) pelicular.

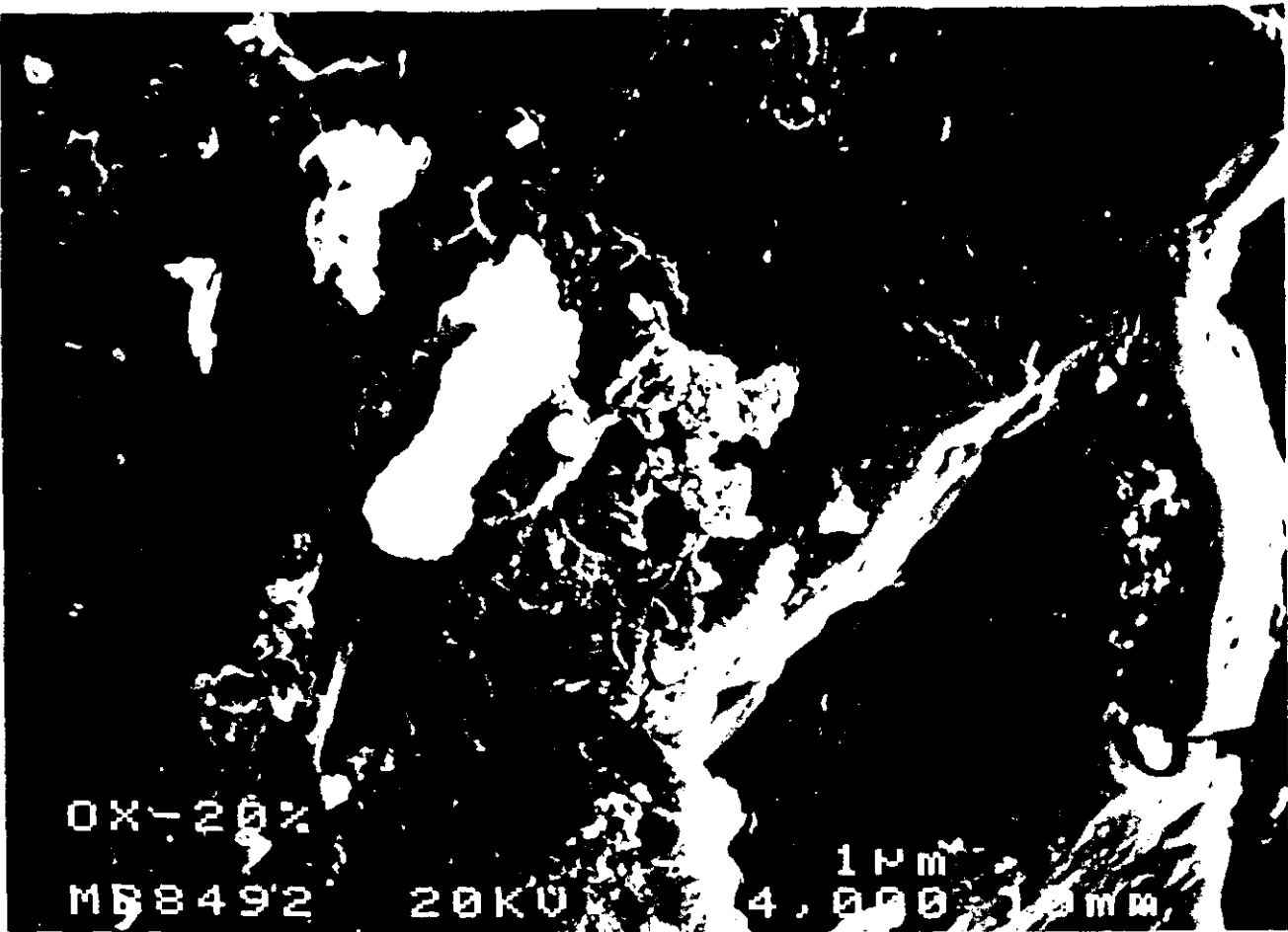


Foto 31

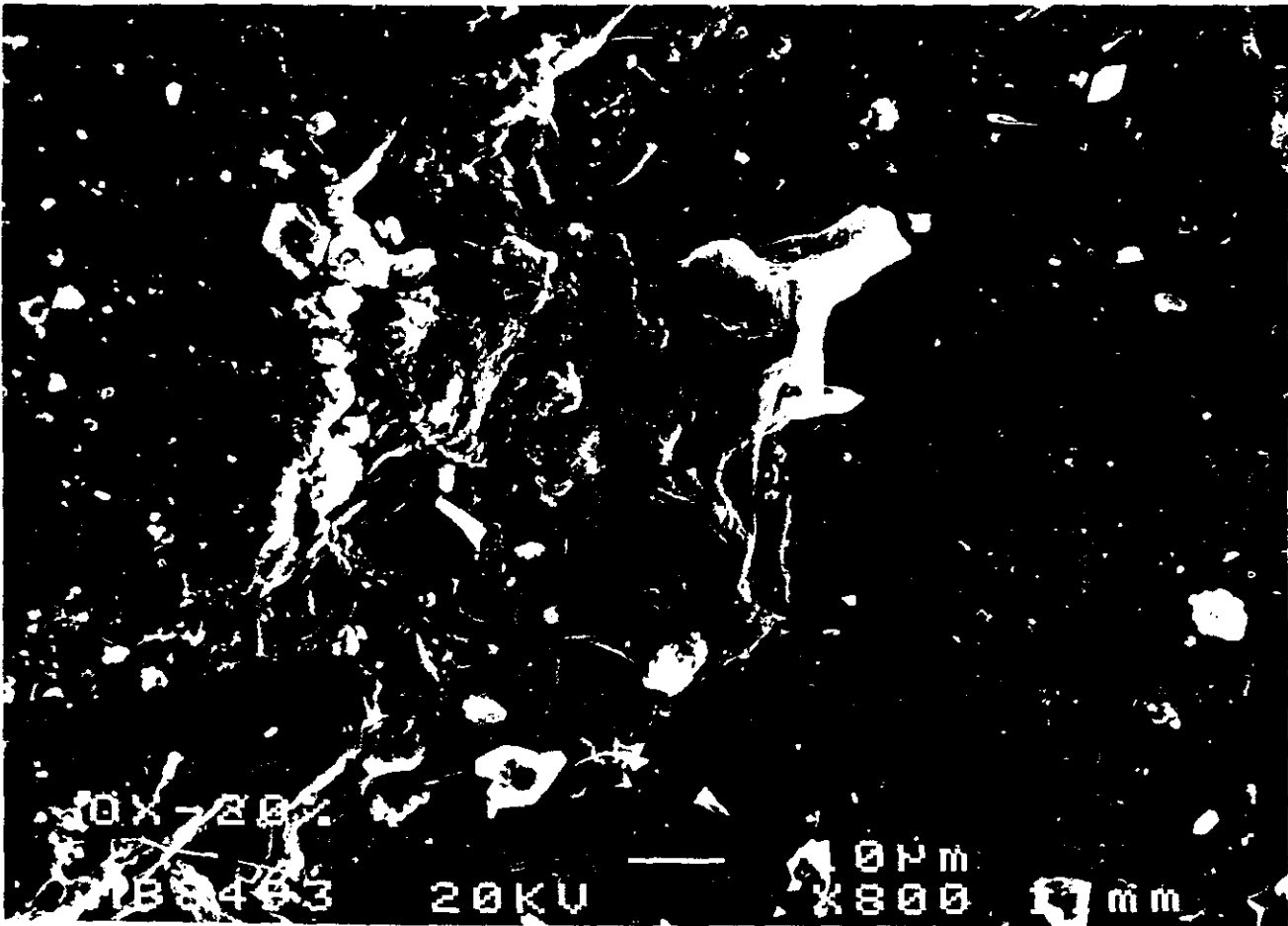


Foto 32



Foto 33

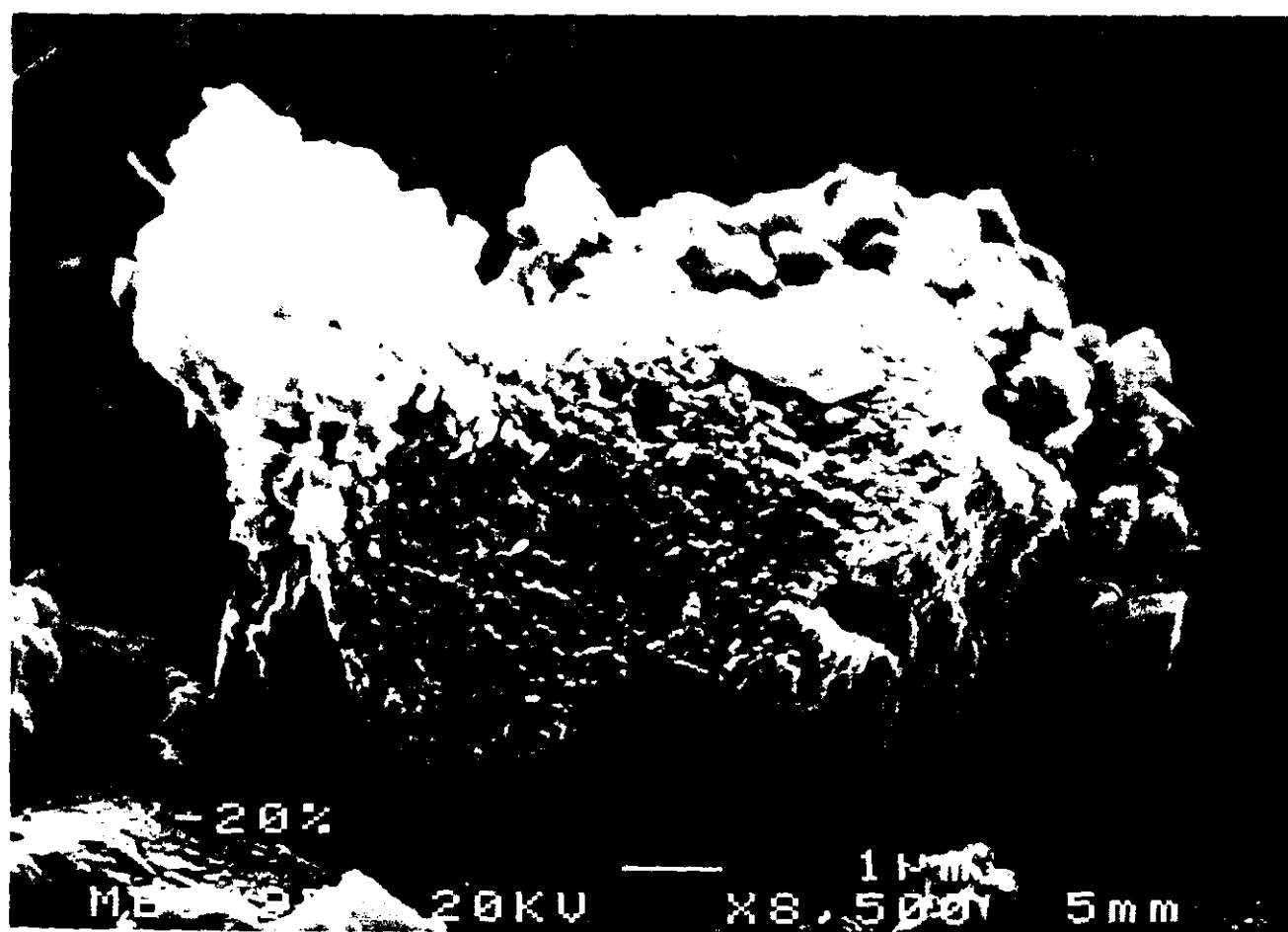


Foto 34

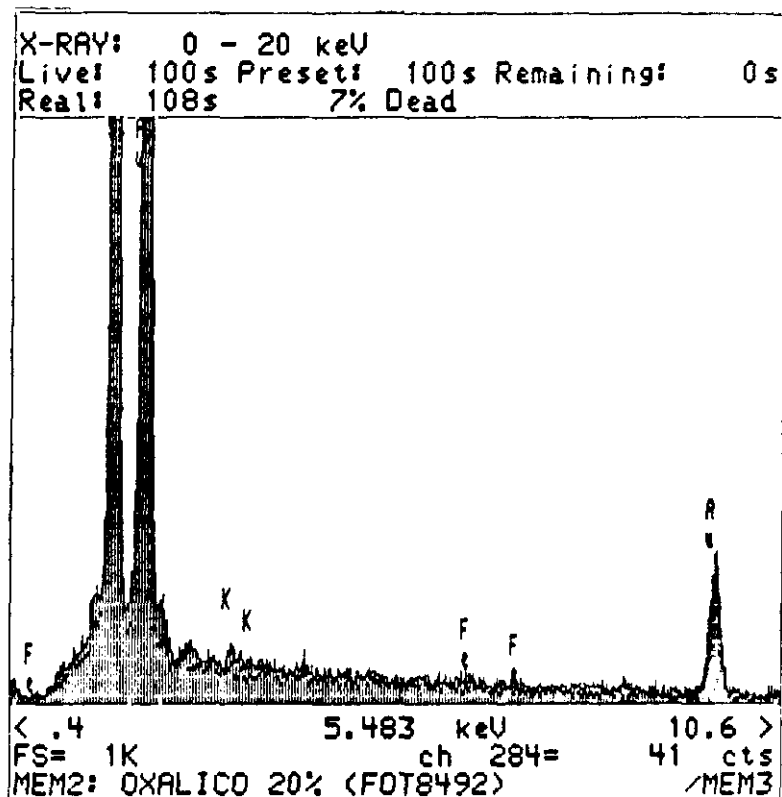


Figura 5.3 Difractograma correspondiente  
 a la foto 31

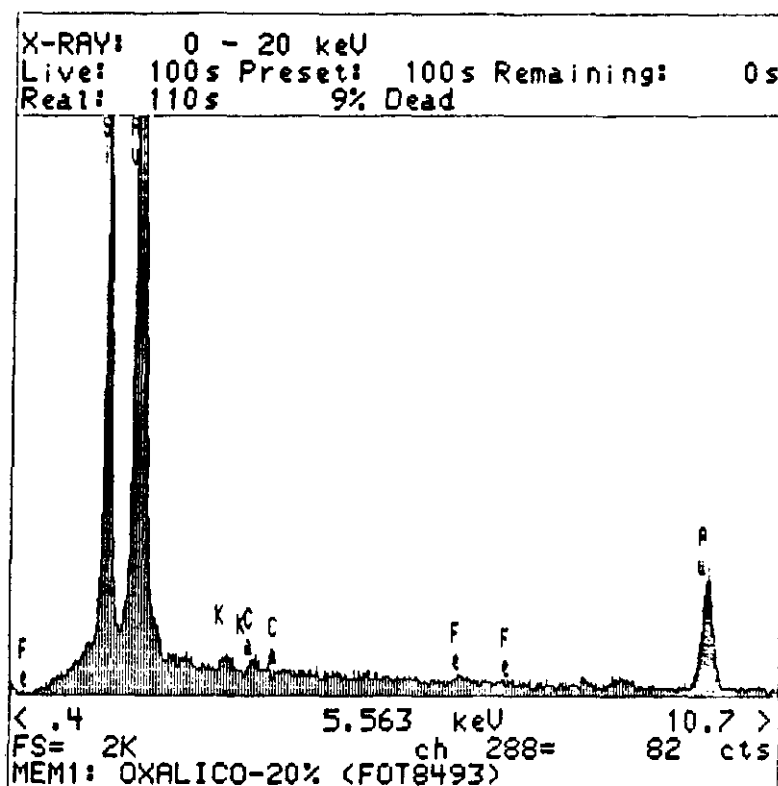


Figura 5.4 Difractograma correspondiente  
 a la foto 32

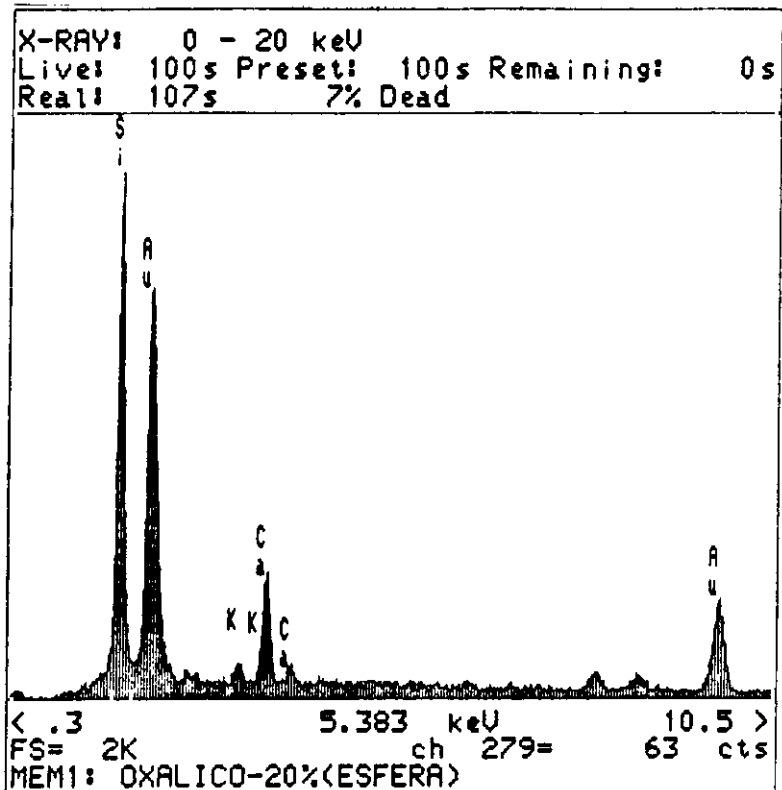


Figura 5.5 Difractograma correspondiente  
 a la foto 33

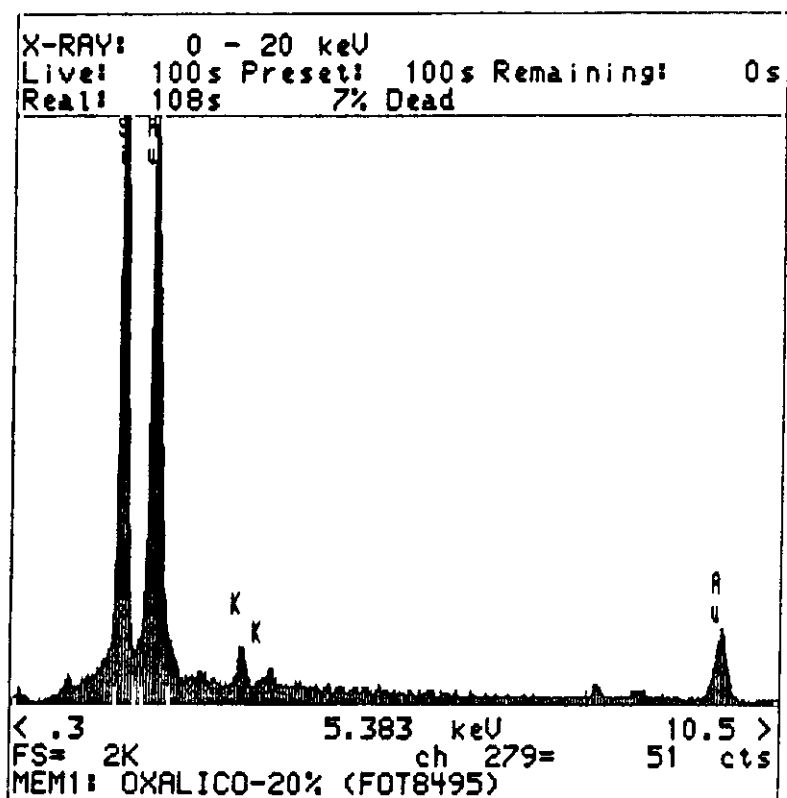


Figura 5.6 Difractograma correspondiente  
 a la fot 34

La **Foto 34**, es otro grano también fracturado. Siempre en detalle aparecen ciertos aglomerados que son amorfos en el centro y cristalinos (romboédricos) hacia los bordes tal y como en la naturaleza se forman las sustancias de cristalización progresiva. El espectro de la Figura 5.6, da K, ¡pero ha desaparecido el Ca!.

La **Foto 35**, conjunto de una esférula de  $\text{CO}_3\text{Ca}$ , unos rombos de  $\text{CO}_3\text{Ca}$ , silicato de K en hojas (filosilicato), y aglomerado de cristales del tipo de los anteriormente vistos. El espectro de la esférula, oxálico al 20% (esfera); espectro Figura 5.7, oxálico al 20% (rombo) de  $\text{CO}_3\text{Ca}$  típico; espectro Figura 5.8, oxálico al 20% (hoja) silicato de K + Ca, Calcita; espectro de la Figura 5.9, oxálico al 20% (grupo de cristales), de silicato de Ca + K.

La **Foto 36**, es un detalle de la anterior, posiblemente polen, en el espectro Figura 5.10, no aparecen los elementos livianos, por lo que debe tratarse de una sustancia orgánica.

La **Foto 37**, muestra unos cubos de un silicato aluminico con K y Ca, luego anortita más ortosa. No obstante, la cantidad de calcio y potasio presentes no parecen ser suficientes como para explicar la fórmula de los silicatos.

Las hojas de caolinita están claras, porque en el espectro Figura 5.11, se muestra un silicato aluminico y la forma es de hexágonos. En ciertos otros lugares también están presentes otros filosilicatos con trazas de hierro.

#### ACÉTICO AL 20%

Las muestras ofrecen, en general, poco ataque, y las superficies están frescas, dada la fracturación a la que se sometieron previamente.

En la superficie del grano aparecen a modo de diseños fungiformes de disposición radial, y diámetro de  $20\ \mu\text{m}$ . No disponemos de ilustración que avale esta información.

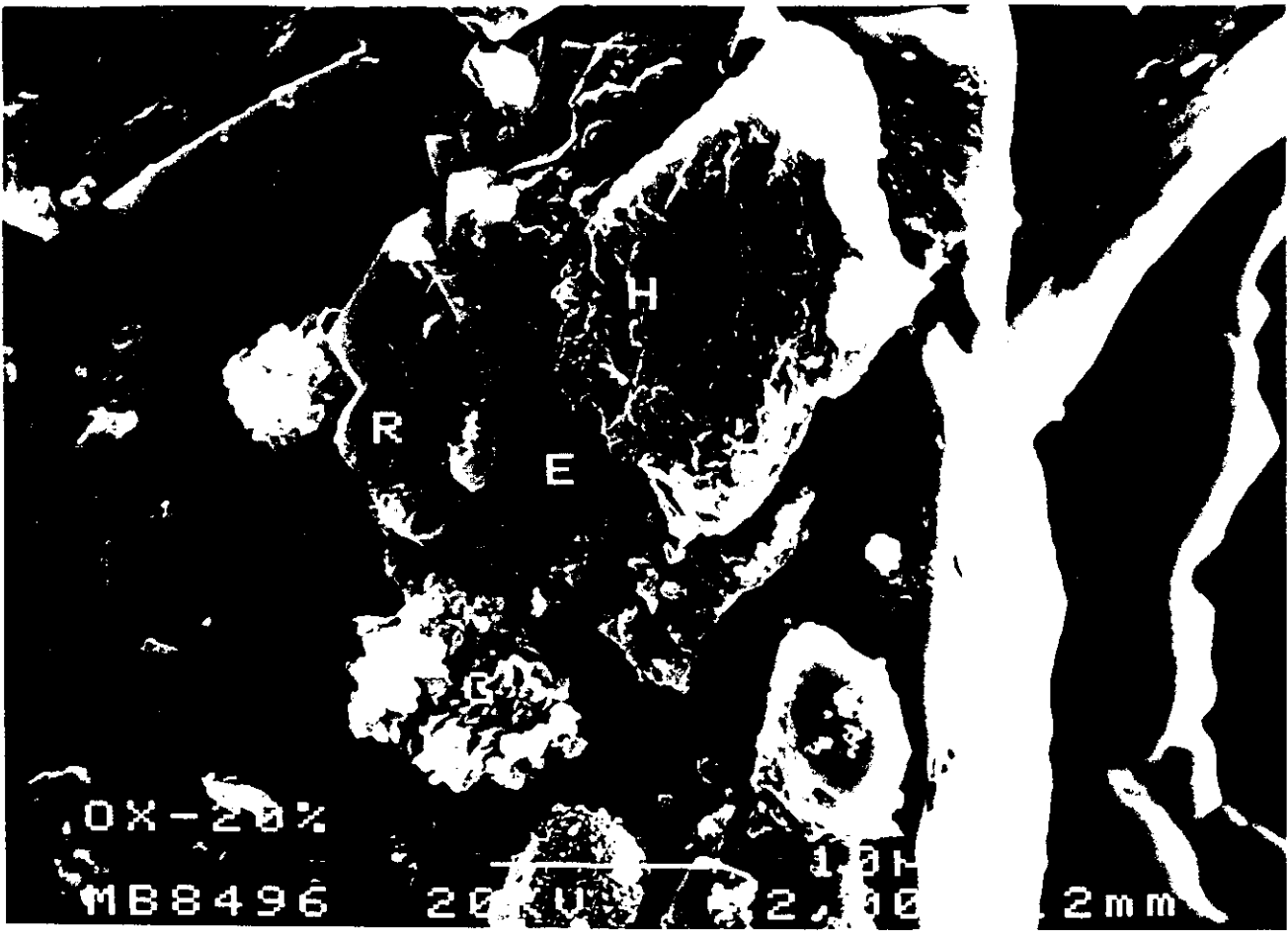


Foto 35



Foto 36

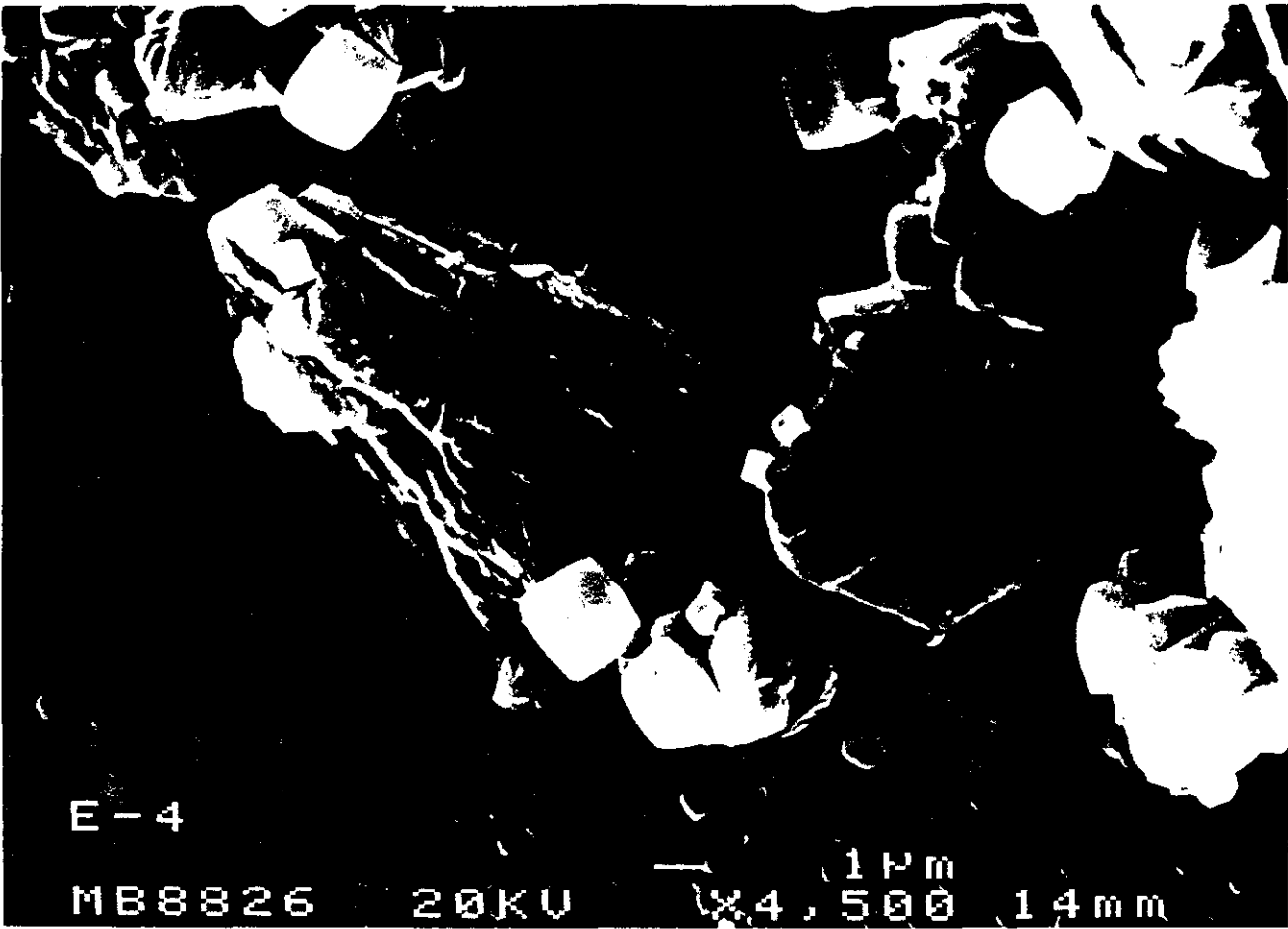


Foto 37

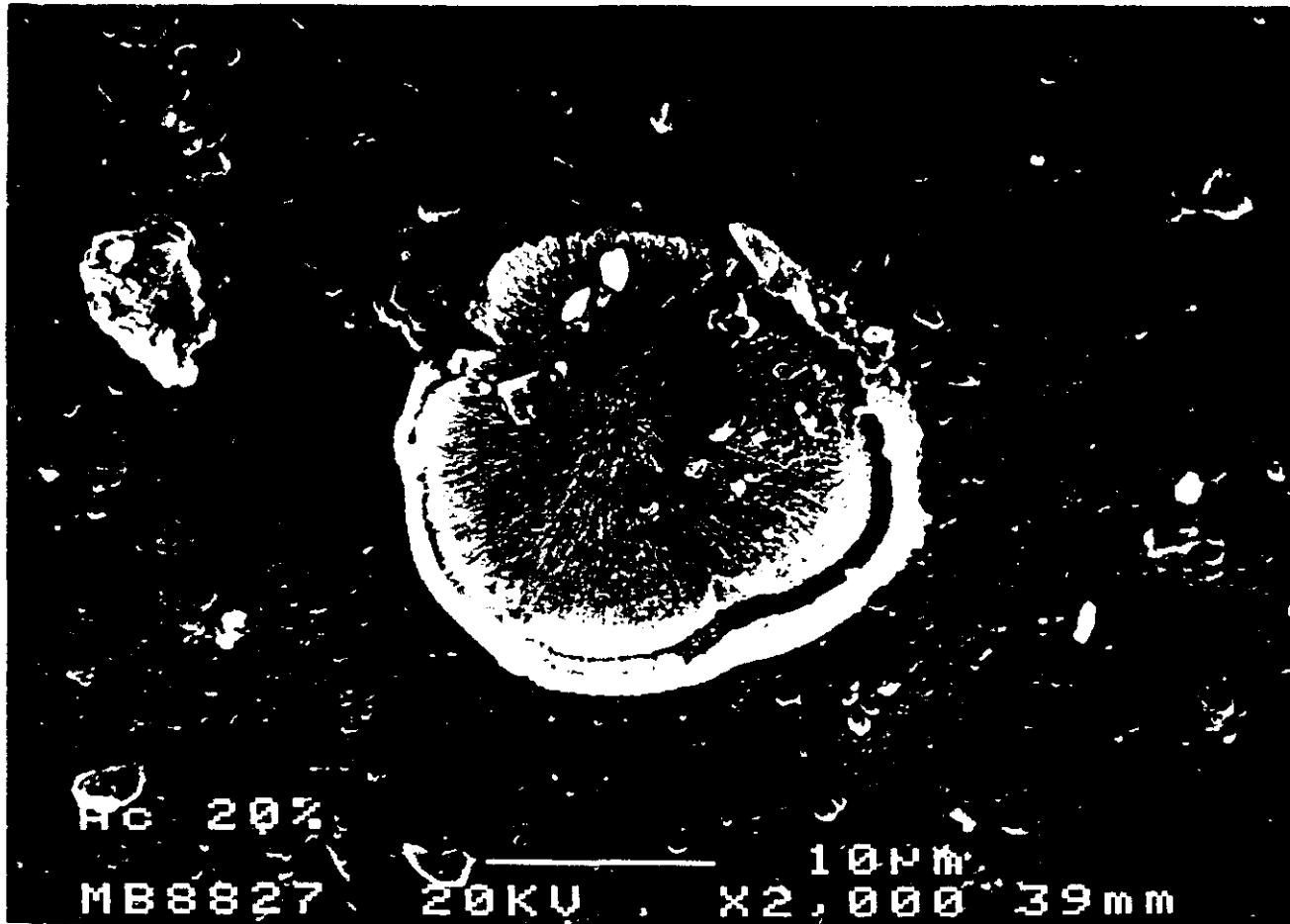


Foto 38



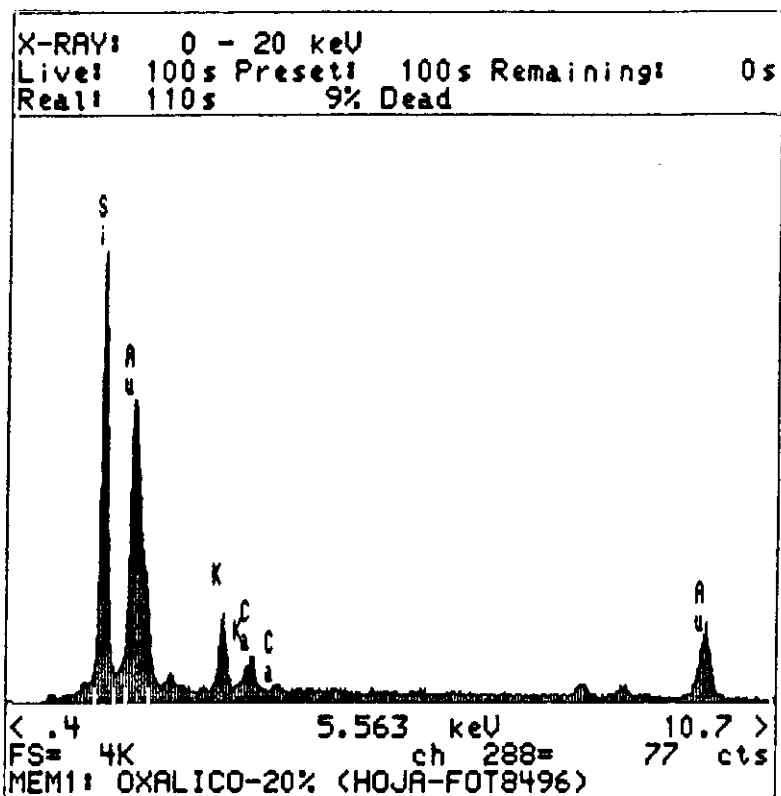


Figura 5.7 Difractograma correspondiente  
 a la foto 35

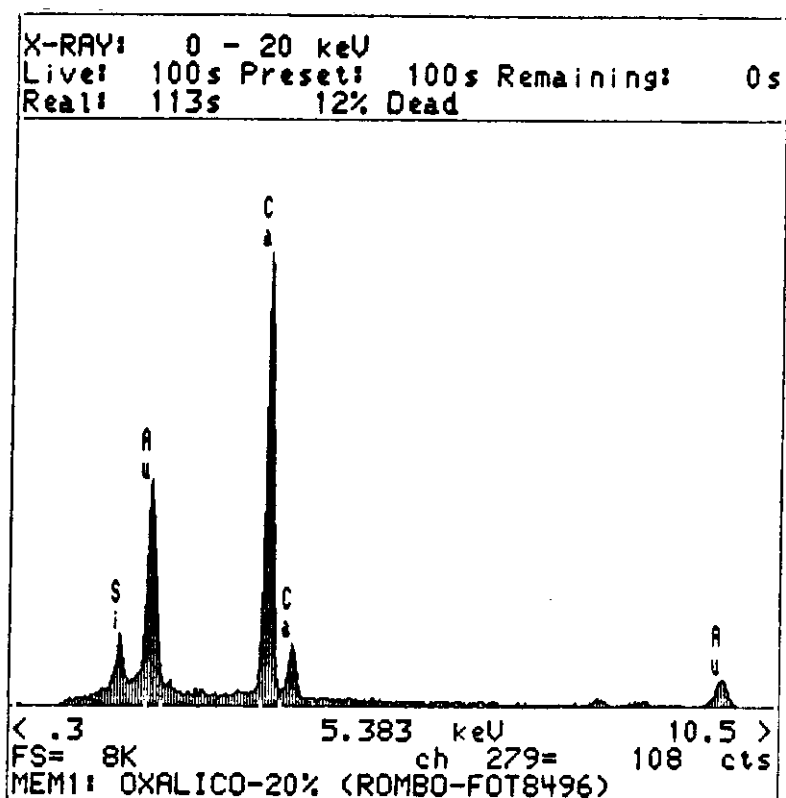


Figura 5.8 Difractograma correspondiente  
 a la foto 35

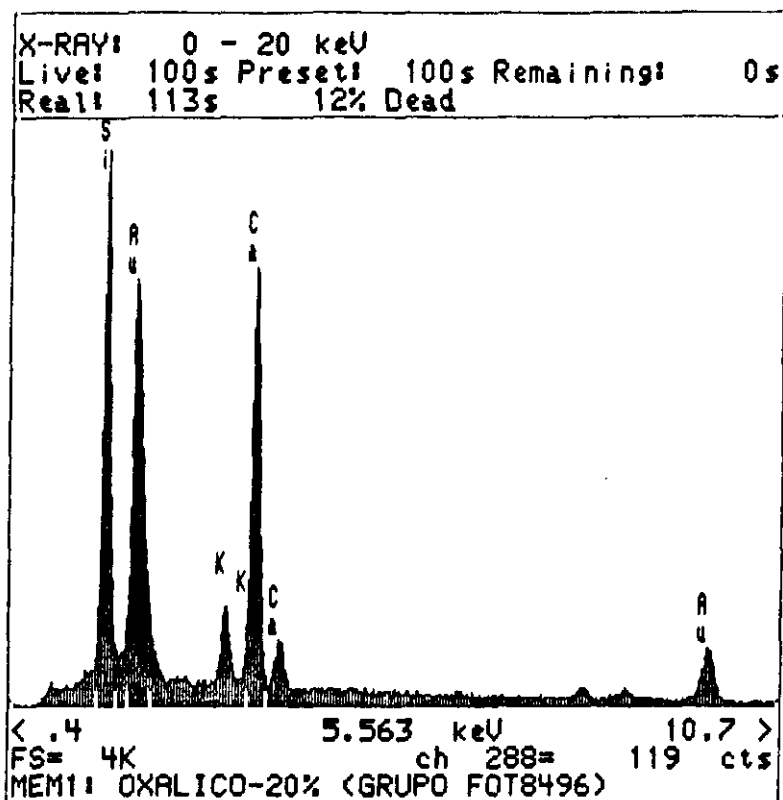


Figura 5.9 Difractograma correspondiente  
 a la foto 35

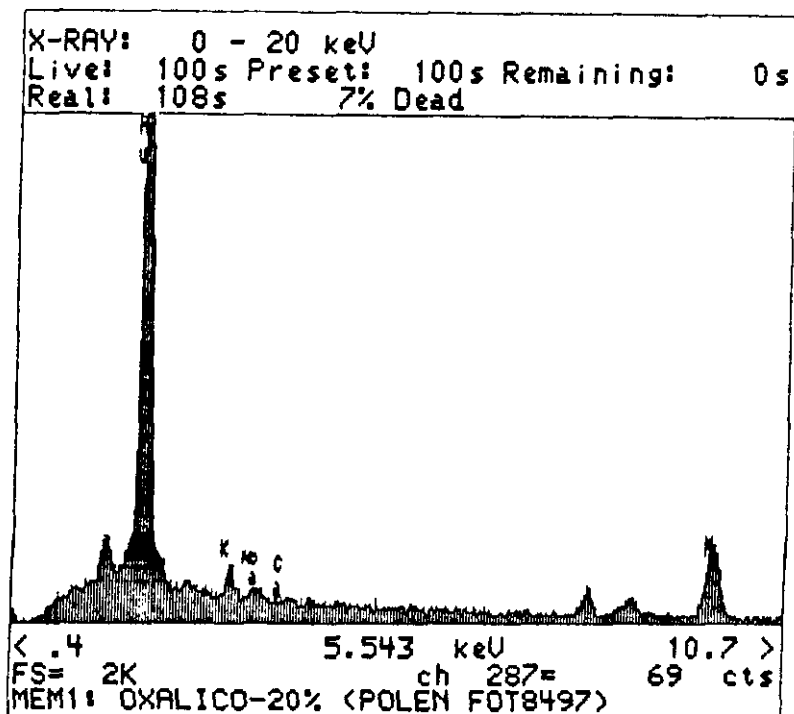


Figura 5.10 Difractograma correspondiente  
 a la foto 36

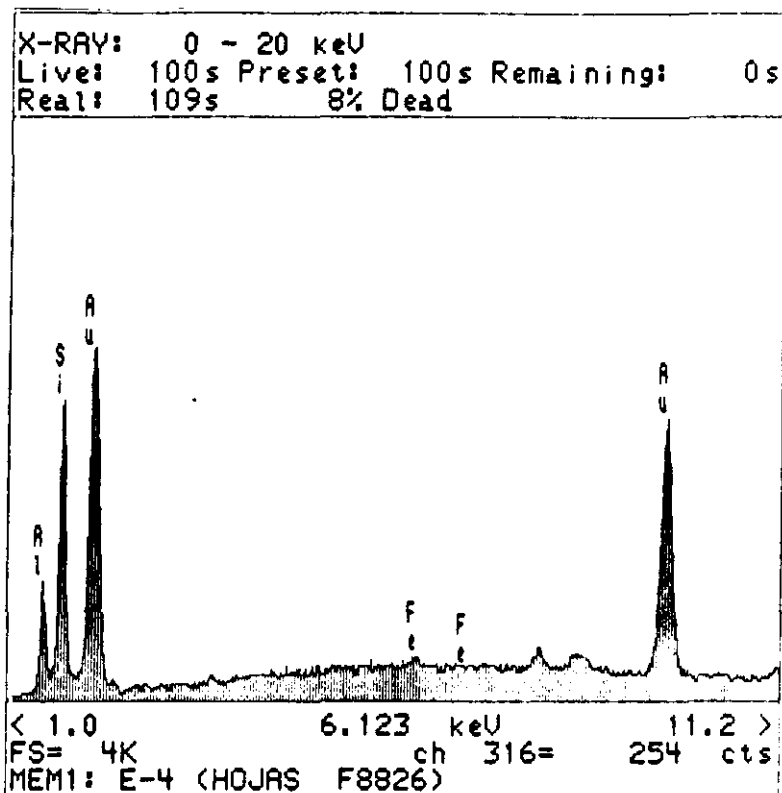


Figura 5.11 Difractograma correspondiente  
 a la foto 37

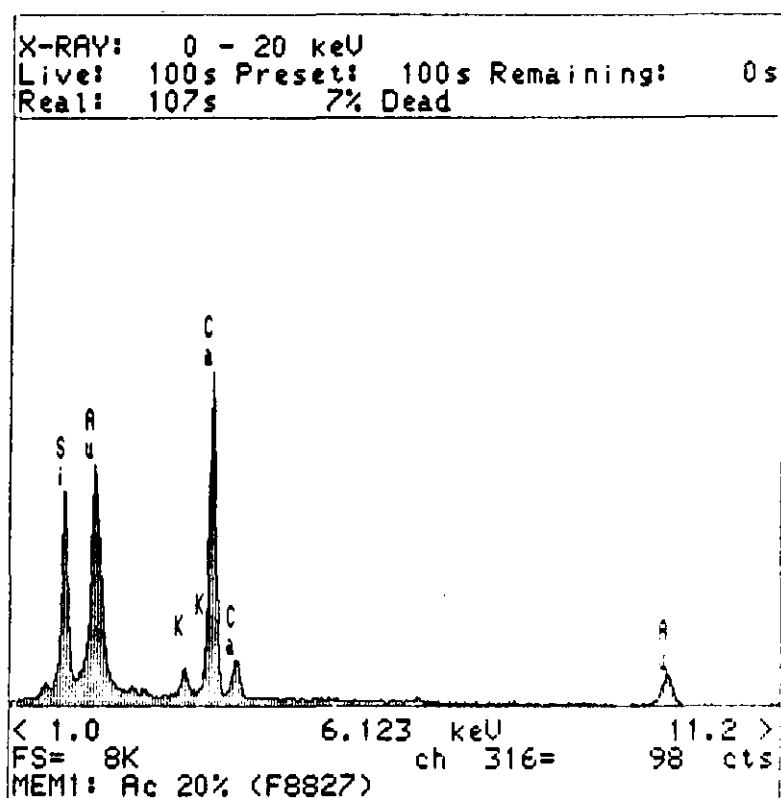


Figura 5.12 Difractograma correspondiente  
 a la foto 38

En la **Foto 38**, vemos una "flor" de carbonato cálcico. La disposición radial debe tener un origen orgánico. Aparece el crecimiento radial englobando a cristales previos.

El análisis Figura 5.12, arroja Ca, luego un poco de K y algo de Si, que bien pudiera corresponder al "ambiente"<sup>(3)</sup>.

En la **Foto 39**, hay una disposición general de las flores, algunas de ellas polilobuladas. Se muestran hasta 5 "pétalos" a partir de un centro.

El análisis Figura 5.13, da fundamentalmente calcio.

En la **Foto 40**, existen ciertos botones, a modo de glomérulos poco cristalinos y en que el análisis Figura 5.14, tienen sílice y Ba, que se asocia a cierta cantidad de K y Ca. En la foto también aparecen hexágonos de caolinita.

En la **Foto 41**, hay ciertas elipses, a modo de granos que estuvieran luego sacados por disolución del cemento en el que se hubieran engastado. El análisis Figura 5.15, da sílice, y trazas de K y Ca.

### V.3. ESTUDIO DE LAS MUESTRAS DE CAMPO

Tras la descripción del material tratado en el laboratorio, y antes de pasar a describir las características superficiales reconocidas en los granos de las muestras de campo estudiadas, hemos creído oportuno, hacer una relación o glosario de, por lo menos, aquellos caracteres que nosotros hemos encontrado, (ver Tabla 5.1). Los términos utilizados están tomados de LE RIBAULT (1980).

---

<sup>(3)</sup> Con esta expresión nos queremos referir a la posible contaminación de la muestra, a pesar de haber sido cuidadosamente guardada.

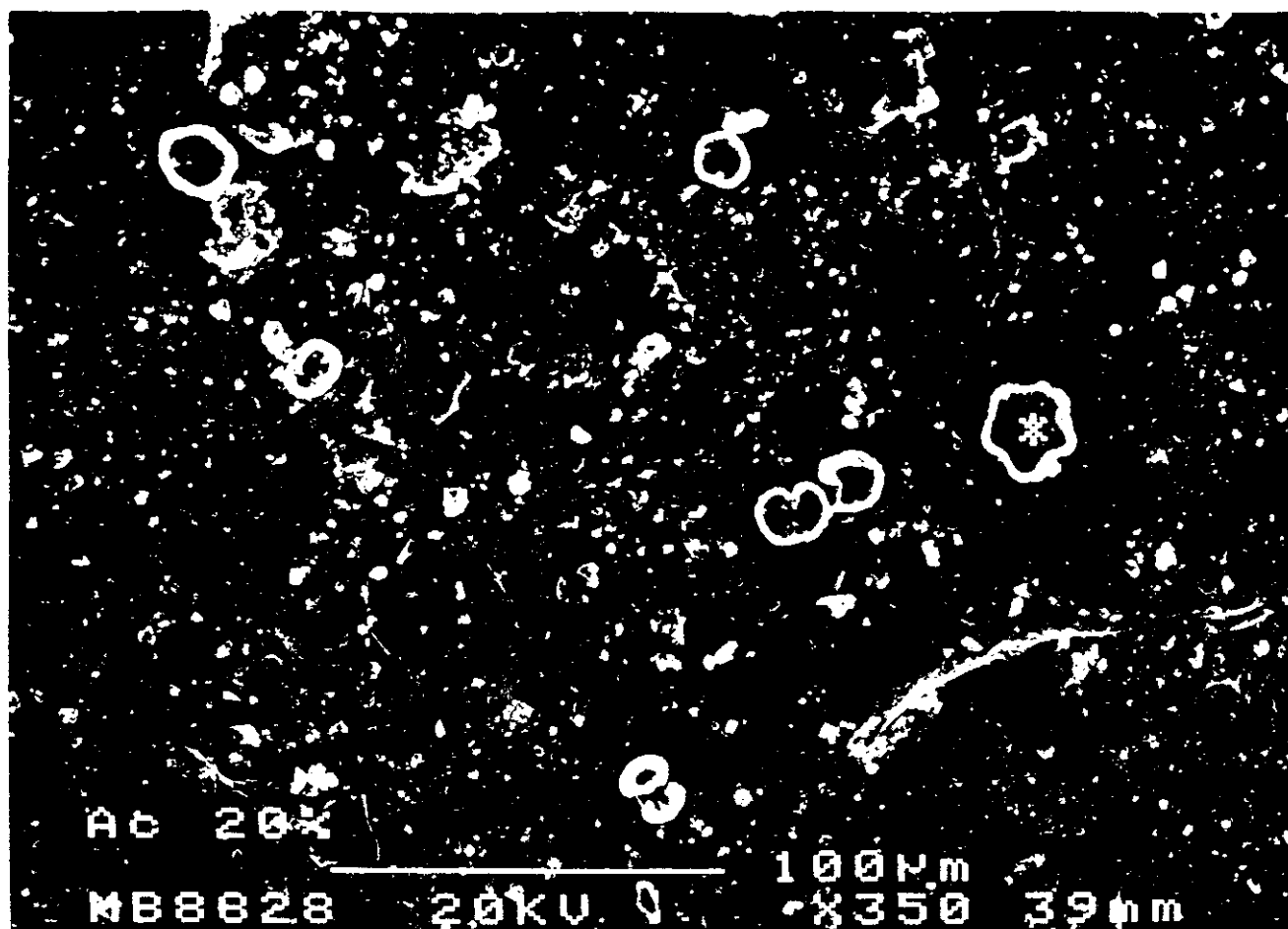


Foto 39

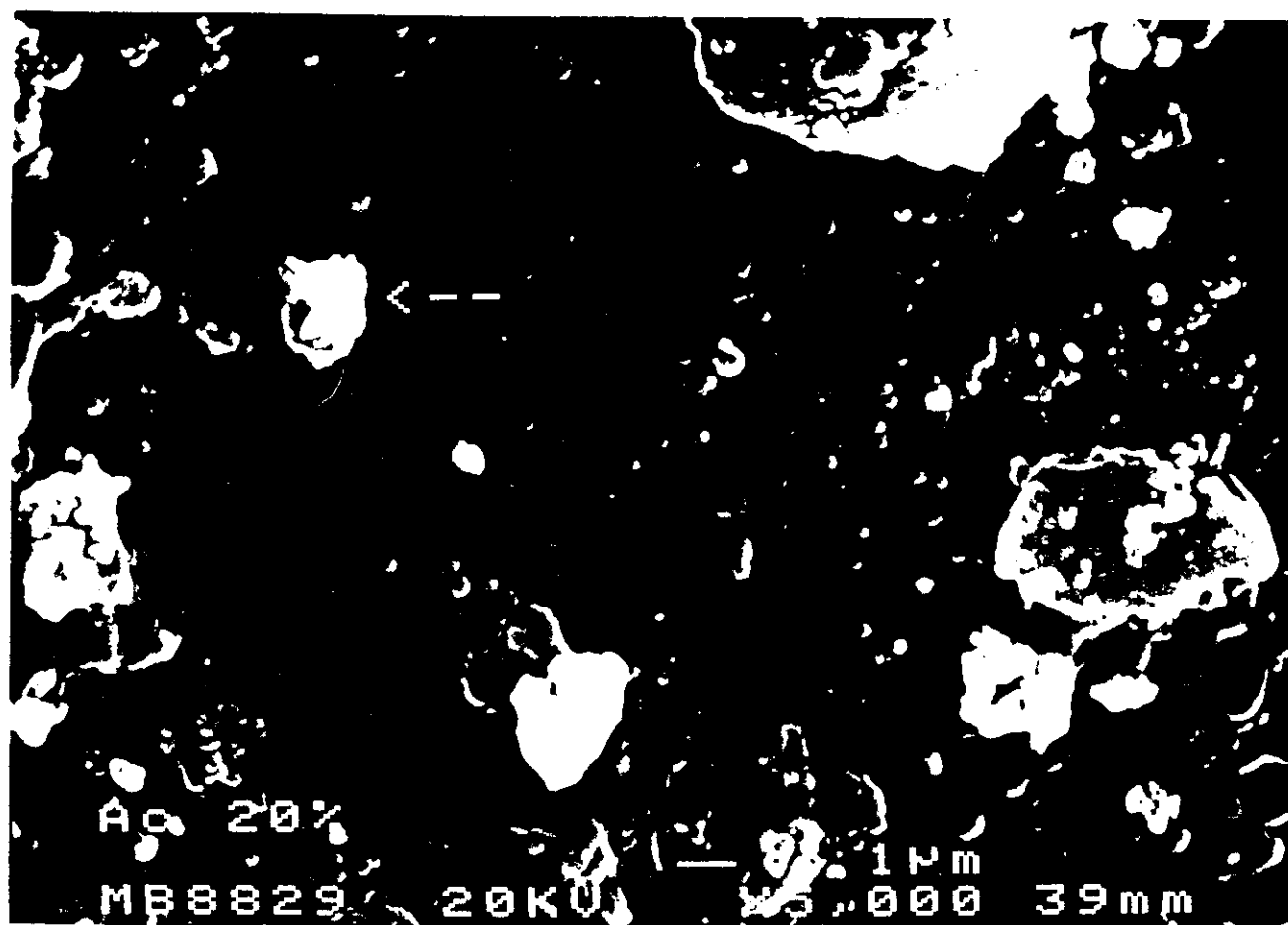


Foto 40

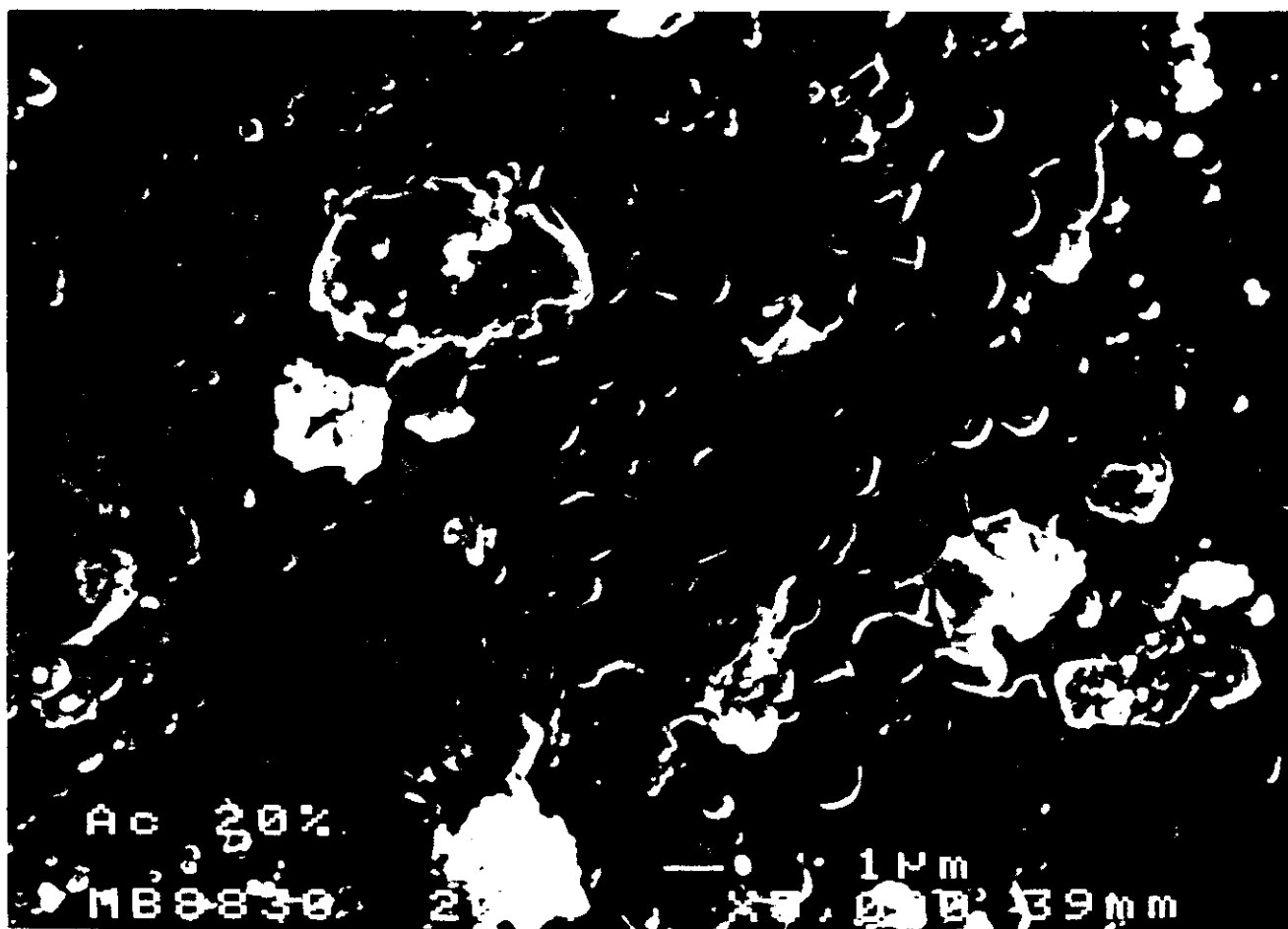


Foto 41

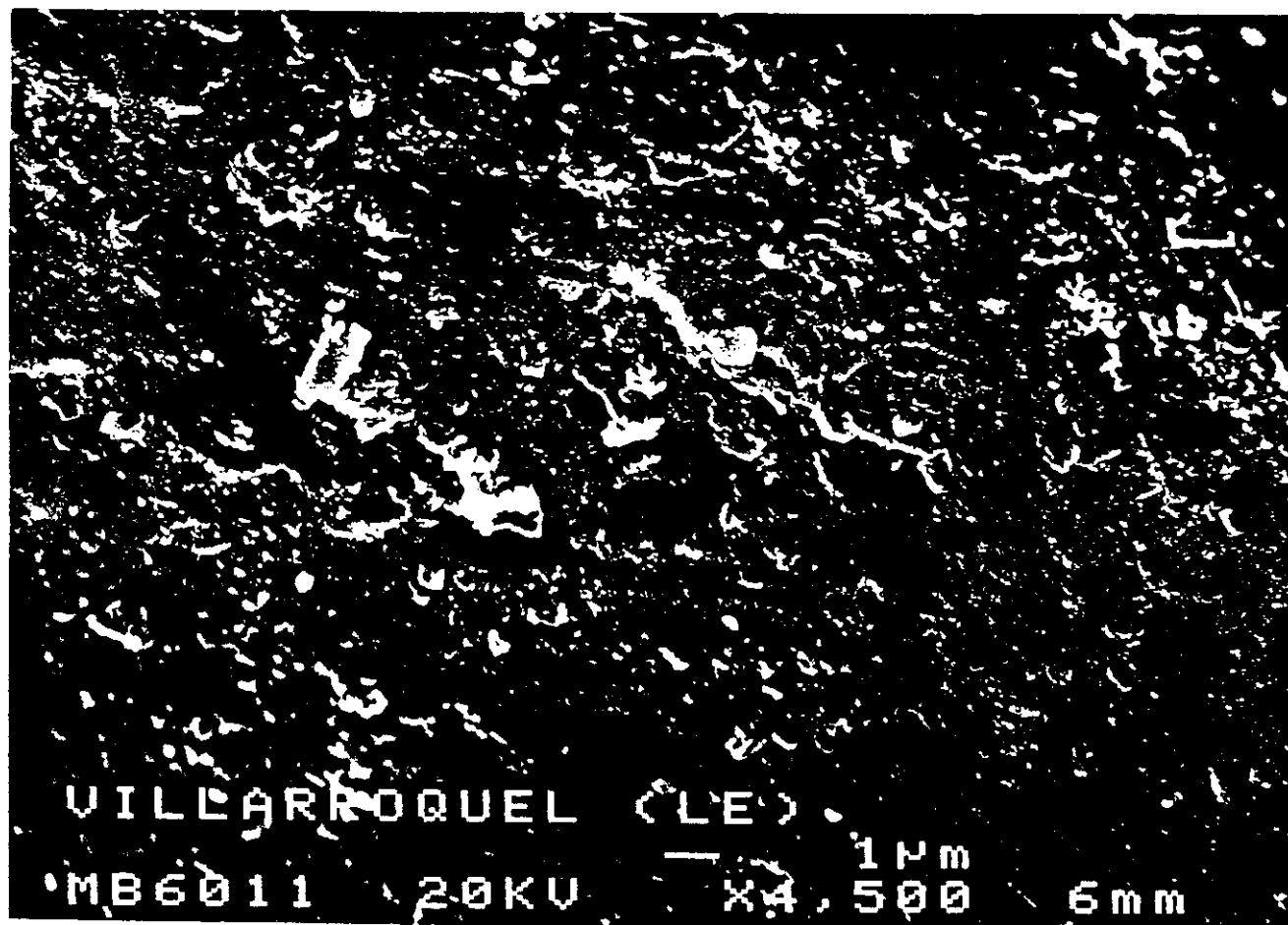


Foto 42

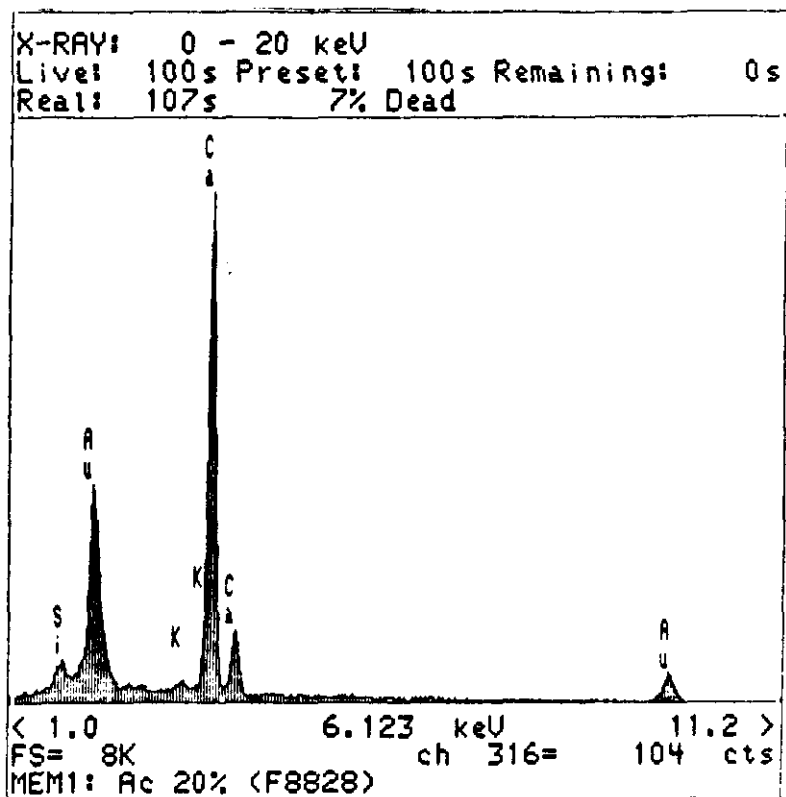


Figura 5.13 Difractograma correspondiente  
 a la foto 39

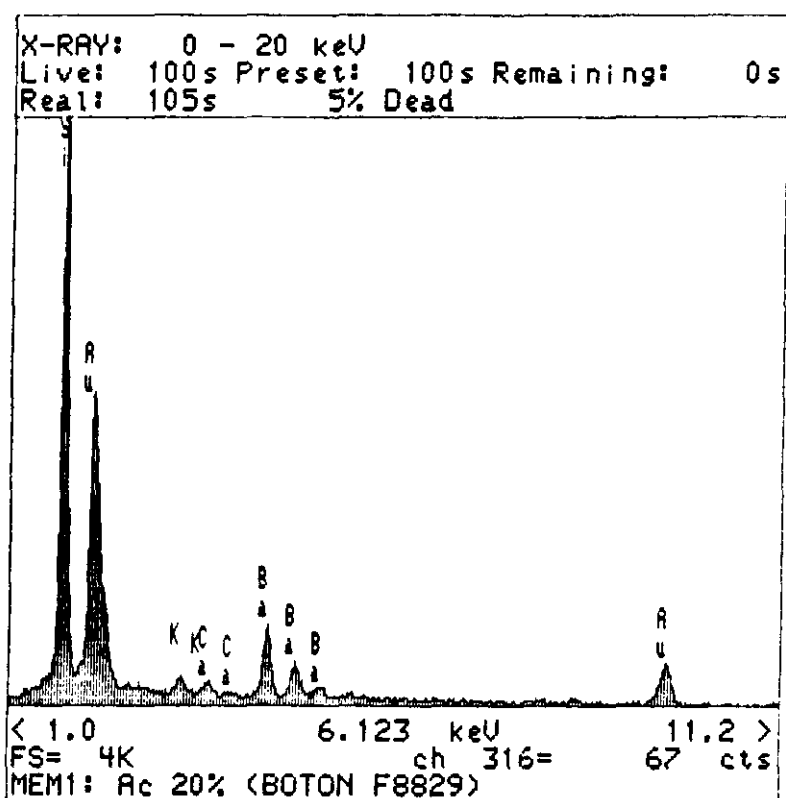


Figura 5.14 Difractograma correspondiente  
 a la foto 40

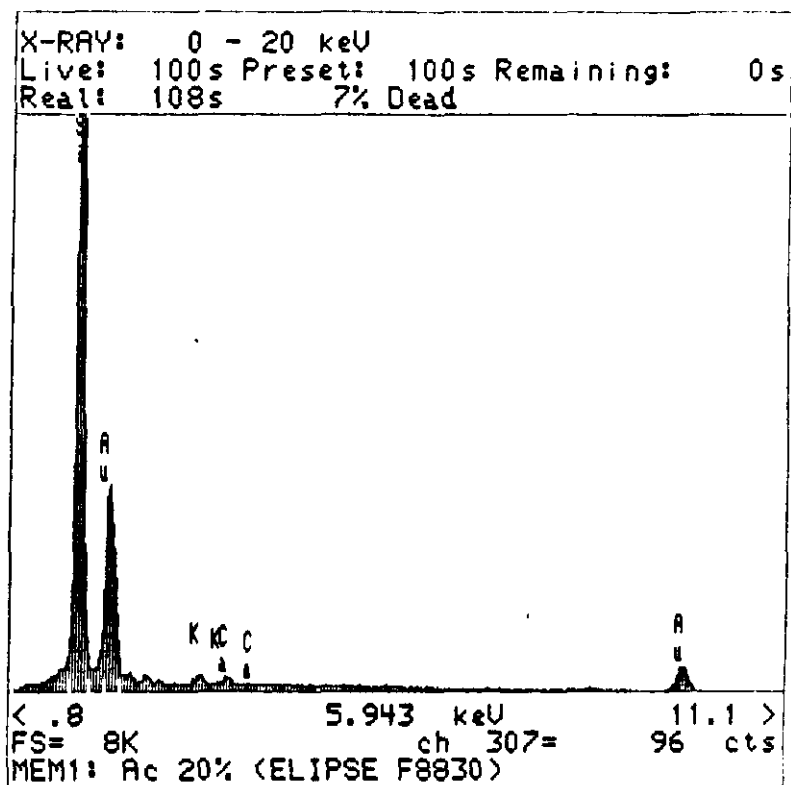






















Figura 5.15 Difractograma correspondiente  
a la foto 41



**TABLA V.I Caracteres superficiales de los granos de cuarzo**

TÉRMINO	COMENTARIO O ESQUEMA	AUTOR QUE LO UTILIZA
FRACTURAS CONCAVIDAS DE GRAN TAMAÑO		(UNIVERSAL)
FRACTURAS CONCAVIDAS DE PEQUEÑO TAMAÑO		(UNIVERSAL)
"V" DE CHOQUE ANGULOSAS		(UNIVERSAL)
"V" DE CHOQUE DE PEQUEÑO TAMAÑO		(UNIVERSAL)
"V" ORIENTADAS Y PILADAS		MARGOLIS & KRINSLEY (1971)
"GROOVES", "CROISANT" O ARCOS DE CHOQUE		LY (1978) LE RIBAUT (1978)
"MEANDERING RIDGES" O CRESTAS SINUOSAS	 También "grommes" dendríticas	KRINSLEY & TAKAHASHI (1962 a y b); CARVER (1971)
CÚPULAS	 Concavidad en forma de plato o depresión	LE RIBAUT (1976)
ESCALONES PARALELOS Y SUBPARALELOS	 Semi-parallel and "hogback"	KRINSLEY & DONAHUE (1968)
ESCALONES ARQUEADOS		KRINSLEY & DONAHUE (1968)
ESTRIAS AL AZAR		
ESTRIAS SUBPARALELAS		
"CHATTERMARKS", "CENTIMIDES", FIO. FROTAMIENTO	 Marcas en forma de media luna subparalelas	BULL et al (1980) BARBAROUX et al (1982)
TRIÁNGULOS DE DISOLUCIÓN		BIEDERMAN (1962) MARGOLIS (1968)
GRIETAS EN "TRILETE" O AGRIETAMIENTOS ESTRIJADOS		KRINSLEY & MCCOY (1978) CULVER et al (1983)
"BRANCHING SOLUTION CHANNELS", CANALES DISOLUCIÓN		MANKER & PONDER (1978)
"UPTURNED PLATES" PLACAS IMBRICADAS	 Placas levantadas y sobreimpuestas en una dirección	MARGOLIS & KRINSLEY (1971)
"SILICA PLASTERING", LAMINILLAS DE PRECIPITACIÓN		WHALLEY & KRINSLEY (1974)
GLÓBULOS DE SÍLICE		(UNIVERSAL)
SÍLICE EDRERAL		(UNIVERSAL)

FUENTE: Torcal Sainz y Tello Ripa

Para una más interesante comprensión del conjunto se utilizará la exposición siguiendo criterios de proximidad geográfica, comenzando con las muestras más septentrionales y suguiendo con las centrales, para terminar con las sureñas.

El número de granos que hemos montado para describirlos en detalle, han sido de unos cinco por muestra aproximadamente.

#### **V.3.1.        Villarroquel (León)**

Exclusivo de las muestras leonesas es la superficie en rizaduras debido a un tapizado total de la superficie original del grano. Caso de existir rizaduras, en los senos se concentra el ataque químico que, aparentemente, dio origen, al inicio, a típicos cristales hexagonales de caolinita, aunque, en una etapa posterior, hayan perdido la definición clara de sus aristas por un ataque químico subsiguiente (Eswaran y Stoops, 1979).

La **Foto 42**, pertenece a un detalle de el grano que aparece corroído, aunque con las estrias propias de un ataque mecánico previo. La tendencia de la corrosión es a resaltar rombos o romboides huecos con las caras ligeramente dentadas. La superficie se halla salpicada de minerales tipo arcilla.

En la **Foto 43**, perteneciente a un detalle del grano en el que se ve que en ciertos huecos aparecen amorfos a modo de esférulas de tamaño micrométrico o inferior. En el centro puede observarse una hendidura: se trata de un triángulo de alteración transformado posteriormente.

La **Foto 44**, es la pertenciente a un grano en el que podemos ver la corrosión en las grietas. El ataque químico es general, abundando los triángulos y, sobre todo, rombos (romboides), huecos de disolución. La superficie se encuentra salpicada de numerosos minerales planos, tipo filosilicatos, lo más probablemente, minerales de la arcilla.

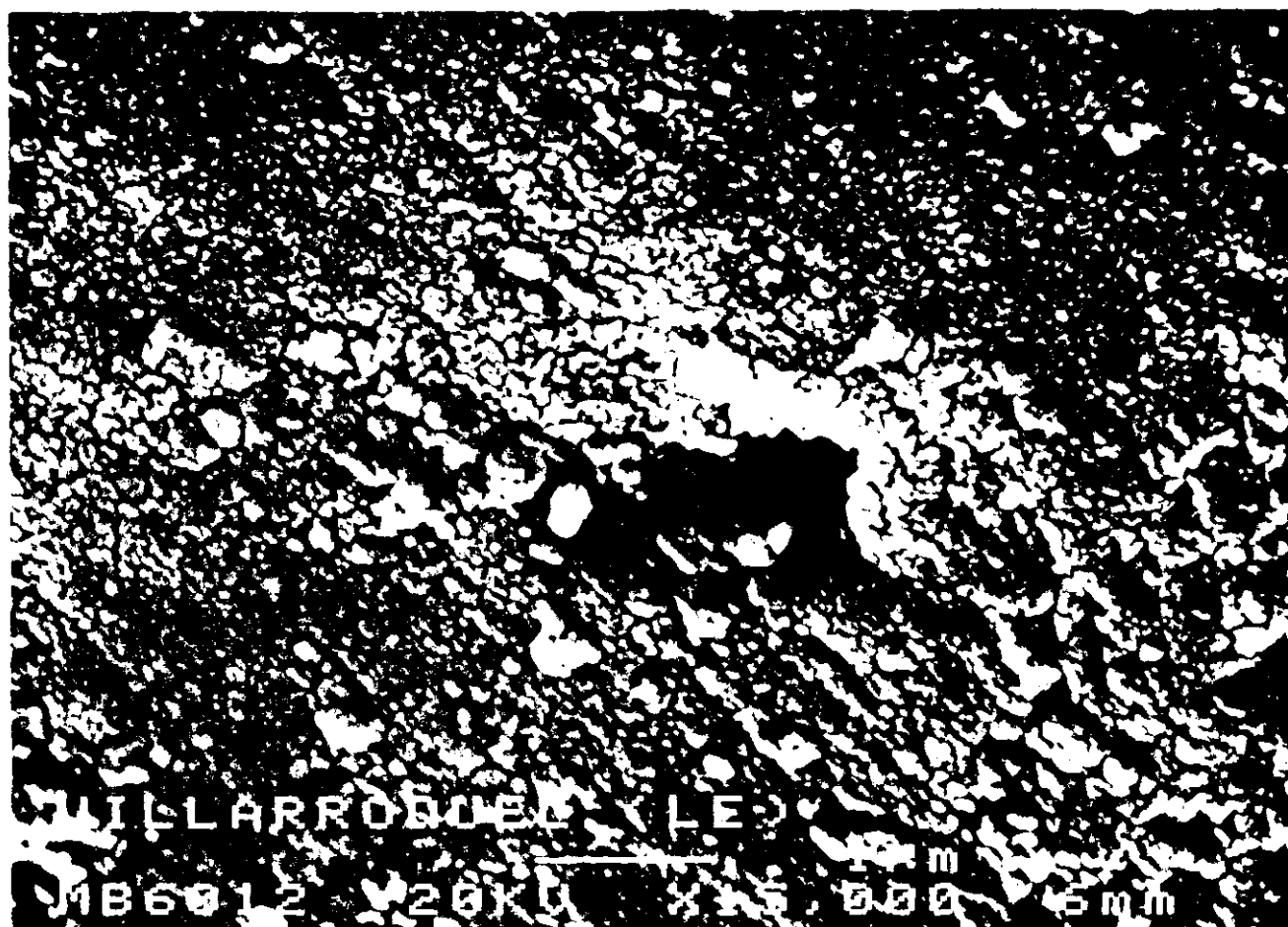


Foto 43

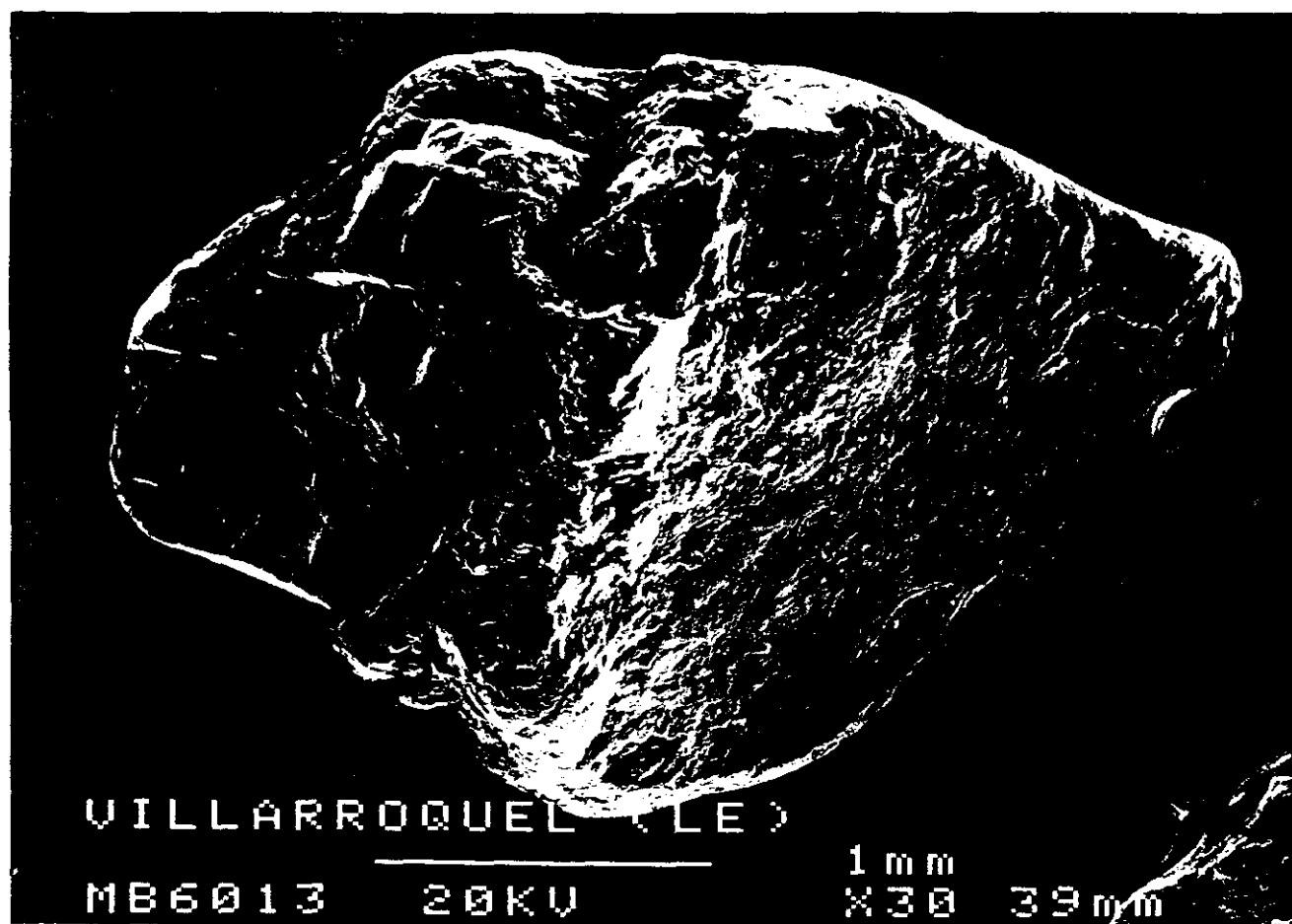


Foto 44

La **Foto 45**, es un detalle del grano anterior, en el que se ve el lapiazado de las caras planas. Debe ser producto de la alteración. En la parte inferior existe una "grieta" que apenas muestra alteración. Por el contrario, este ataque incipiente contrasta con la superficie atacada. La mayor parte de la superficie se halla "suavizada" por un depósito silíceo amorfo, fruto de redeposiciones tras una previa disolución.

La **Foto 46**, es el detalle de la "grieta", que más bien parece un canal en el que un útil ha producido una incisión progresivamente de nuevo. La superficie restante muestra "piel de naranja", aunque a unos aumentos ( $\sim 9.000$ ) en que más bien parece piel de recristalizados.

La **Foto 47**, corresponde también al mismo grano; presenta "rizaduras" por alteración. Se ven algunos cristales bien formados, y un glóbulo amorfo. Especialmente en los senos de las rizaduras aparecen muestras de un ataque mayor. Los tamaños inferiores a 1 micrómetro se hallan dominados por glomérulos amorfos. A mayores aumentos que 2.500 la superficie del grano ofrece un aspecto característico de "piel de naranja", que, en detalle, muestra minúsculas "escamas" de mineral de cuarzo recristalizado (Krinsley y Doornkamp, 1973).

La **Foto 48**, es otro detalle de lo anterior. El supuesto amorfo debe ser en realidad un cristal de caolinita hexagonal ligeramente corroído en la superficie. Parece pues que parte de la caolinita presente en el sedimento puede ser heredada.

En la **Foto 49**, se repite de nuevo el mismo patrón que en una fisura de la Foto 46. Se ven escalones de carácter mecánico, con un ataque químico posterior.

La **Foto 50**, otro detalle de la grieta en la que puede verse cómo han cristalizado filosilicatos en su interior rellenándola: son minerales de la arcilla con absoluta seguridad. Por el contrario el cuarzo de los labios aparece cubierto por un suave "guante" de material que se descama.

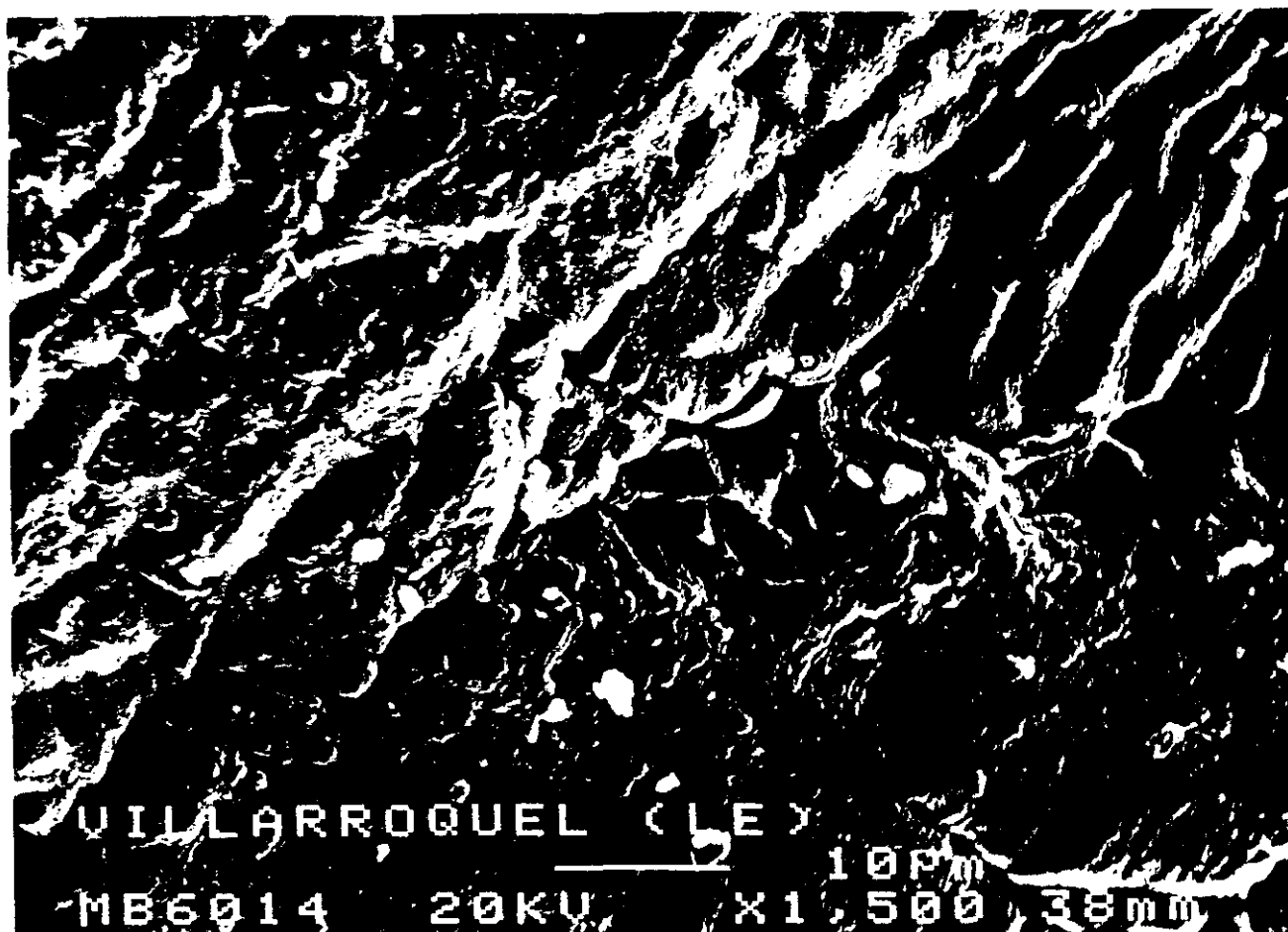


Foto 45

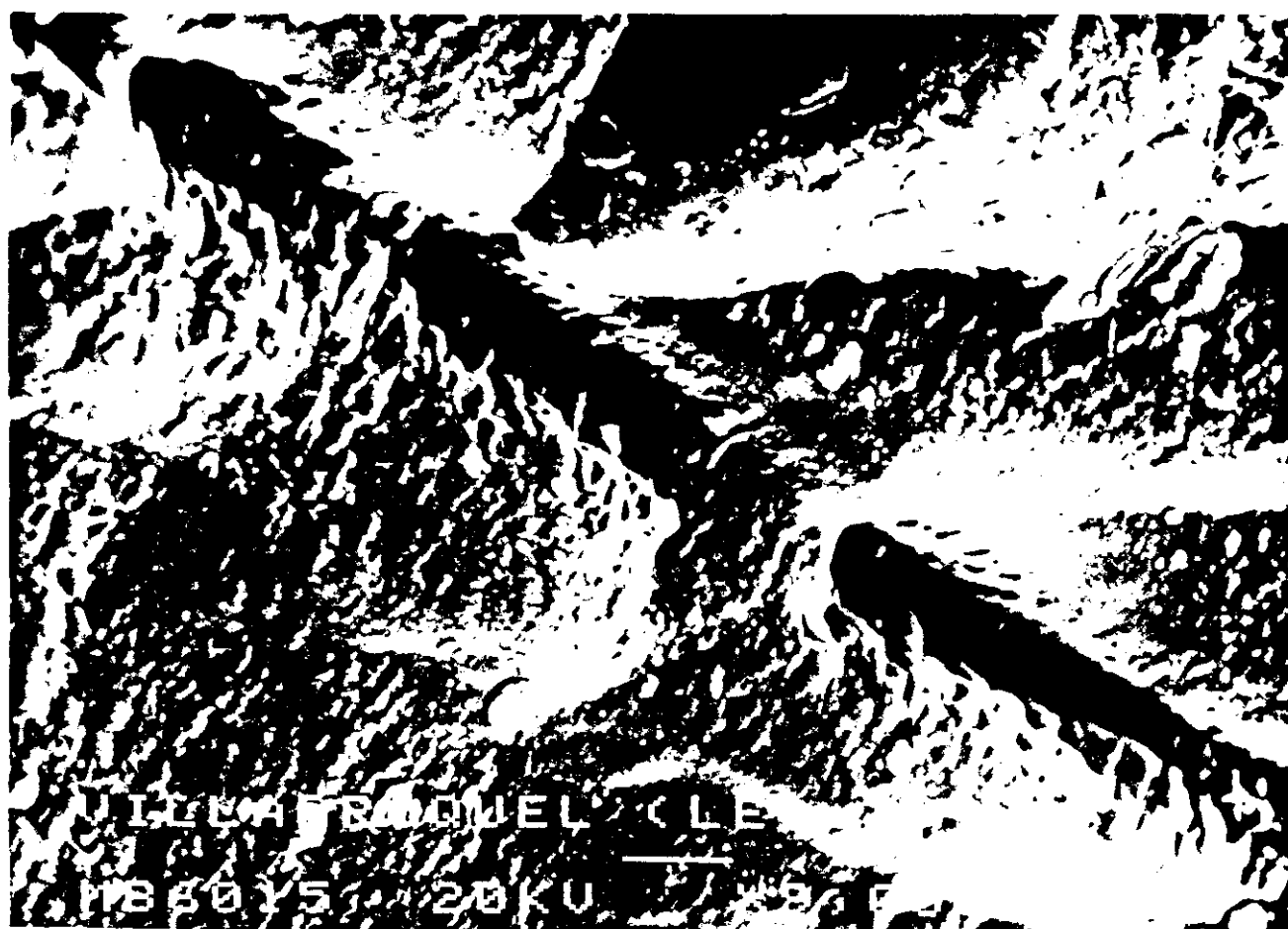


Foto 46

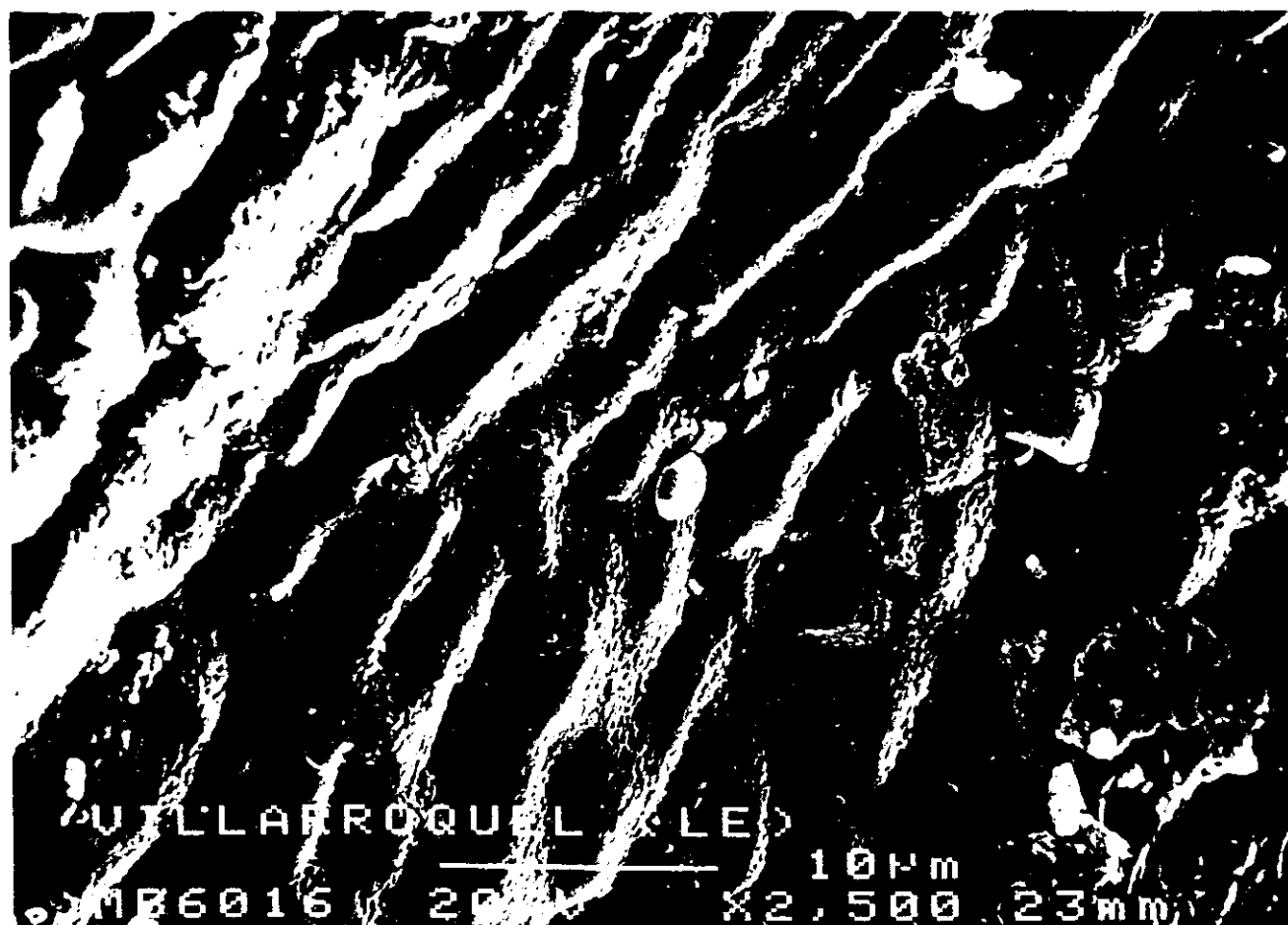


Foto 47

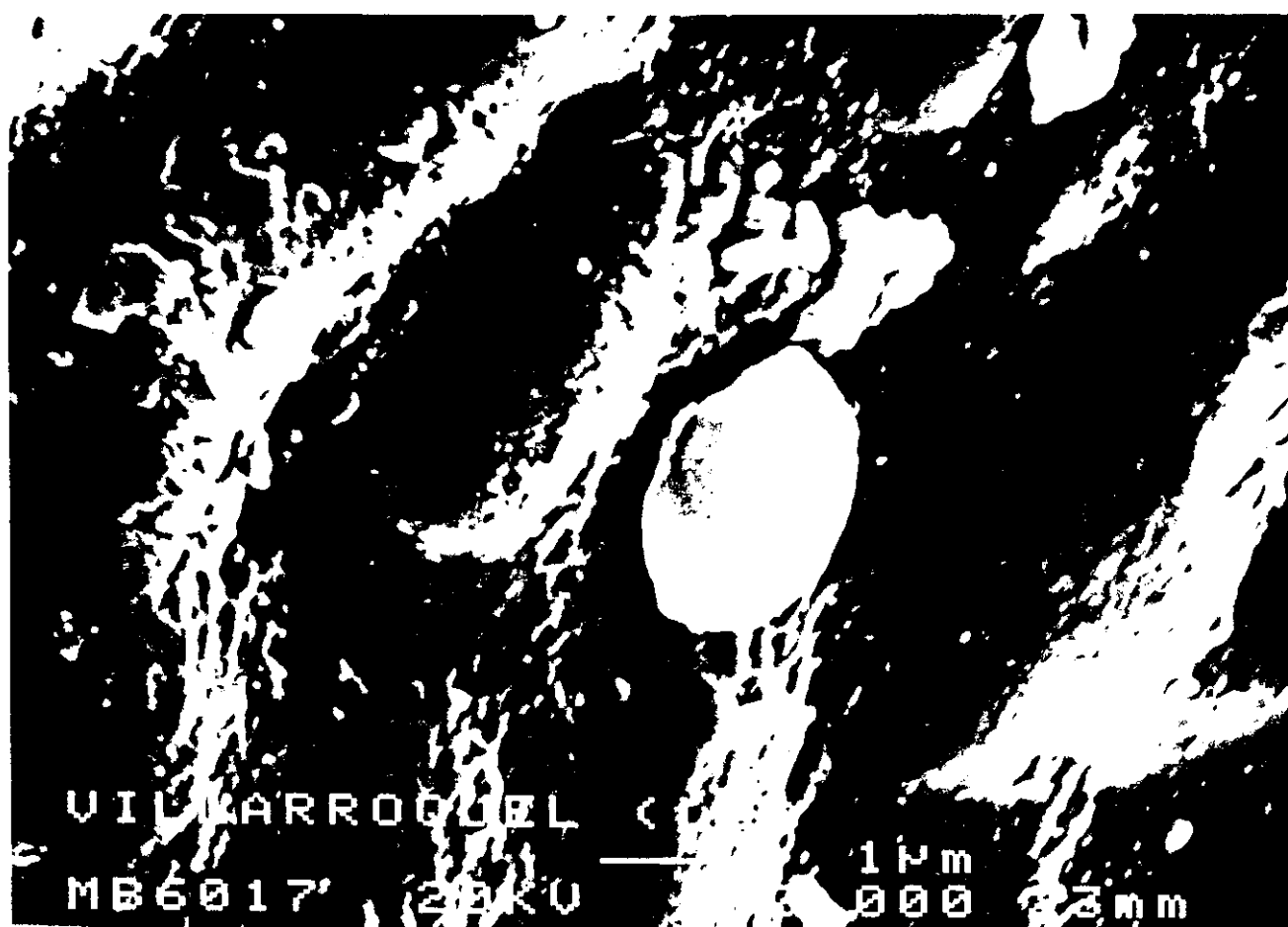


Foto 48

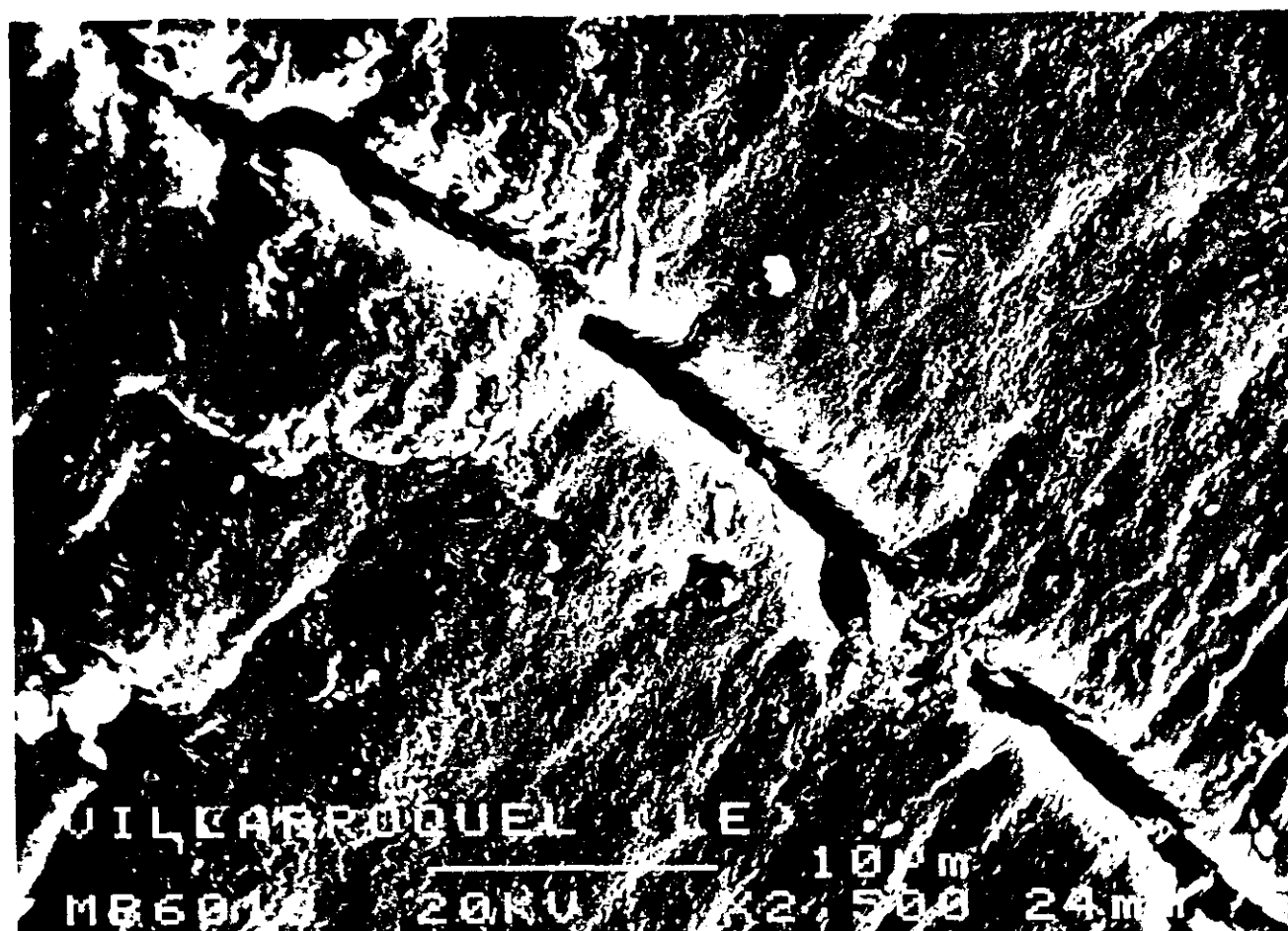


Foto 49



Foto 50

### V.3.2. Secarejo (León)

La **Foto 51**, es el conjunto de un grano de forma subredondeado. El aspecto exterior del mismo es pulido.

La **Foto 52**, es un detalle en el que empiezan a aparecer toda una serie de irregularidades en la superficie, con un picoteado típicamente químico, cariado, aunque sin tener la importancia e intensidad de las muestras de Santa Elena (Jaén). Se ha visto una barquichuela encima del grano, que tiene una composición silícea exclusivamente.

En la **Foto 53**, existen ciertos escondrijos de fractura donde se ha formado, según el espectro Figura 5.16, placas de filosilicatos de Si, Al y K.

En el aspecto exterior es semejante al anterior: muestra un pulido general, en detalle continuada acción mecánica con fracturación general de la superficie por los intensos golpes recibidos. Hay escalones semiparalelos, fracturas concoideas, albergando apenas cristales de neoformación. Cristales neoformados en ciertos huecos; a modo de lápidas de cementerio.

En la **Foto 54**, se aprecia huellas mecánicas, como en los restantes granos. Se ve una diferencia entre los granos de cuarzo "filoniano" y los procedentes de una cuarcita, en los que se notan uniones de filosilicatos más abultamientos debidos a los granos originales.

En la **Foto 55**, se aprecia "empedrado" de la superficie lisa del grano. Hexágonos de cuarzo. La superficie tiene más huellas de tipo mecánico (especialmente "uñadas") que dan testimonios del ataque químico.

### V.3.3. La Velilla (León)

Esta área es la más meridional de las muestras de León.



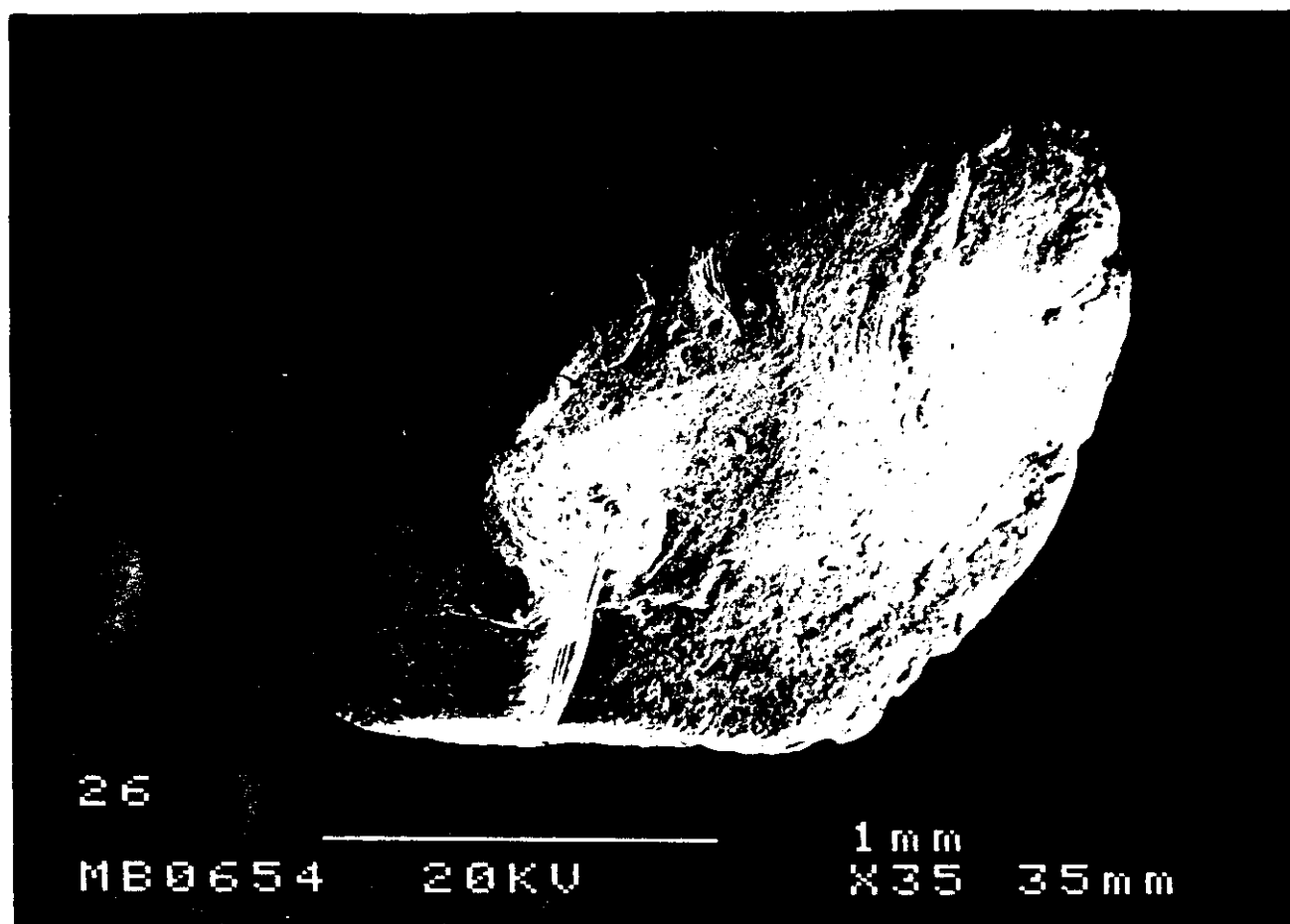


Foto 51

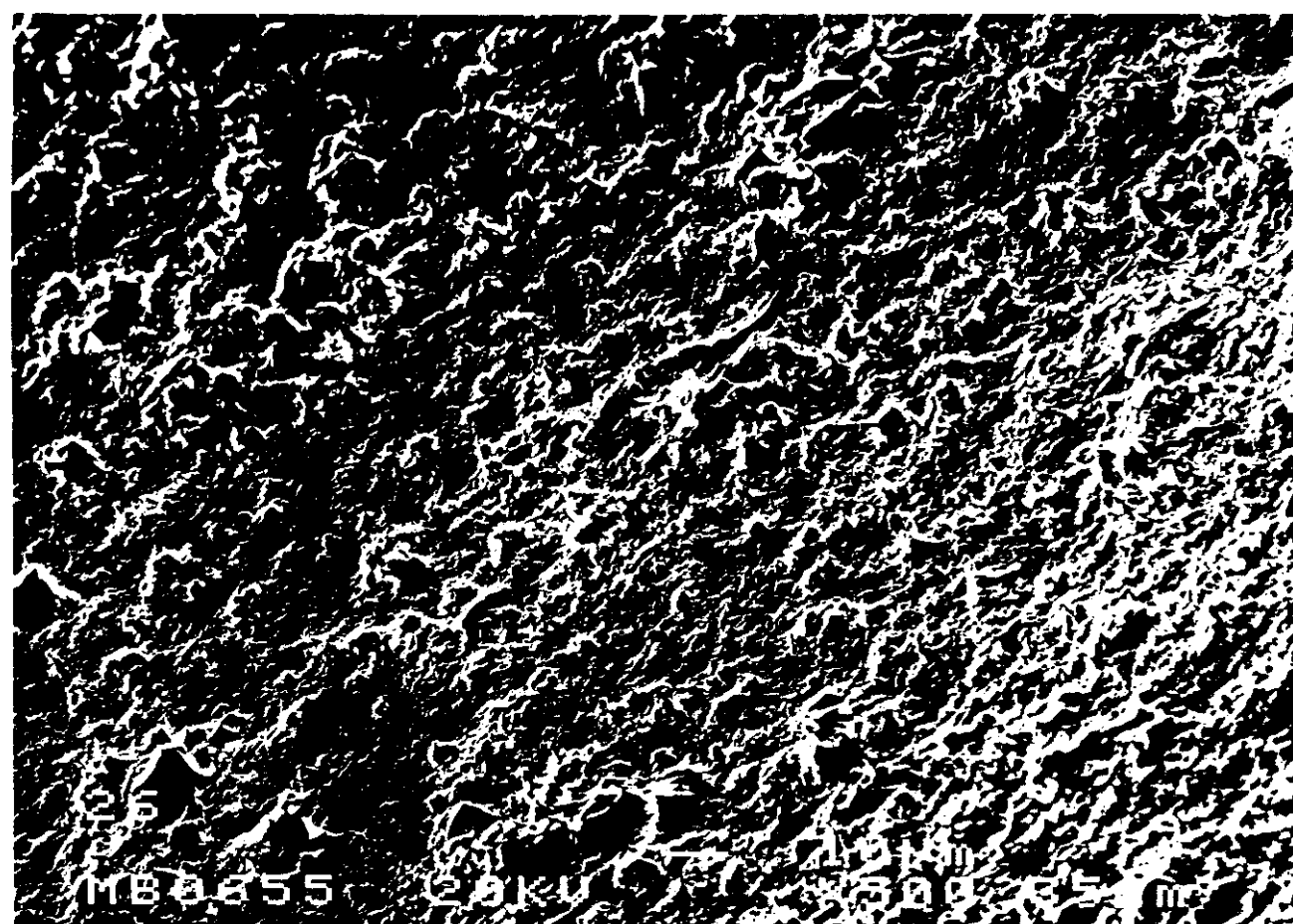


Foto 52

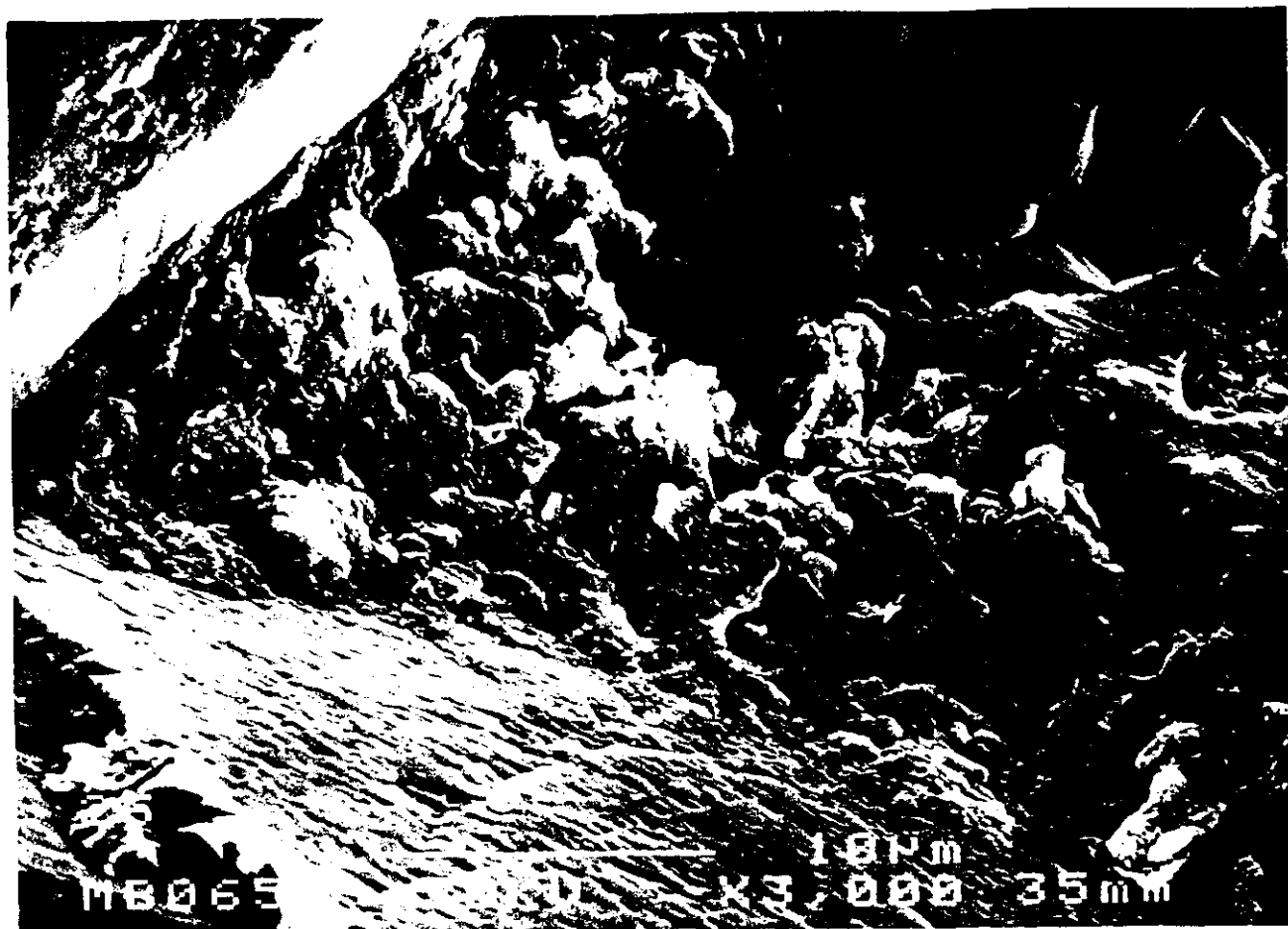


Foto 53

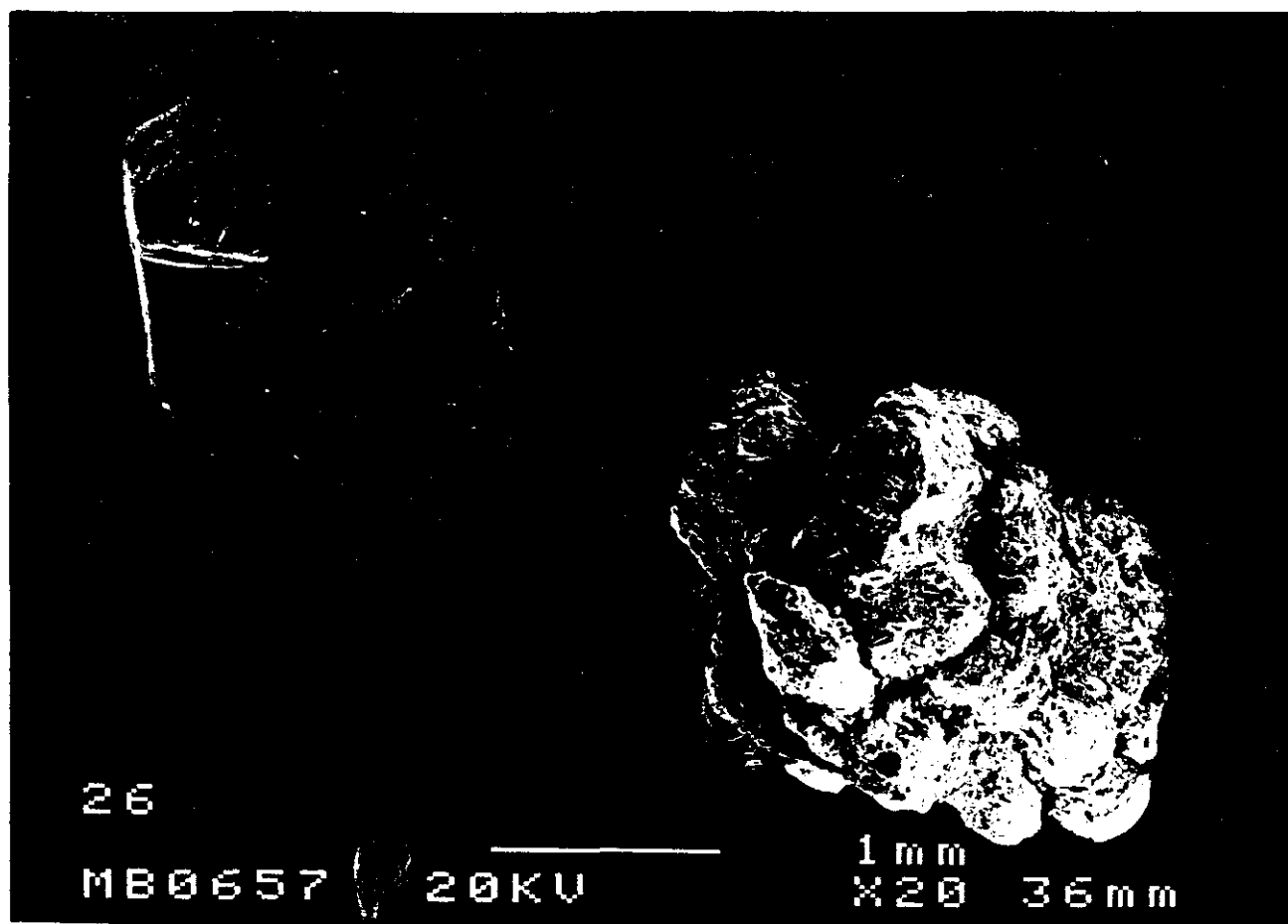


Foto 54

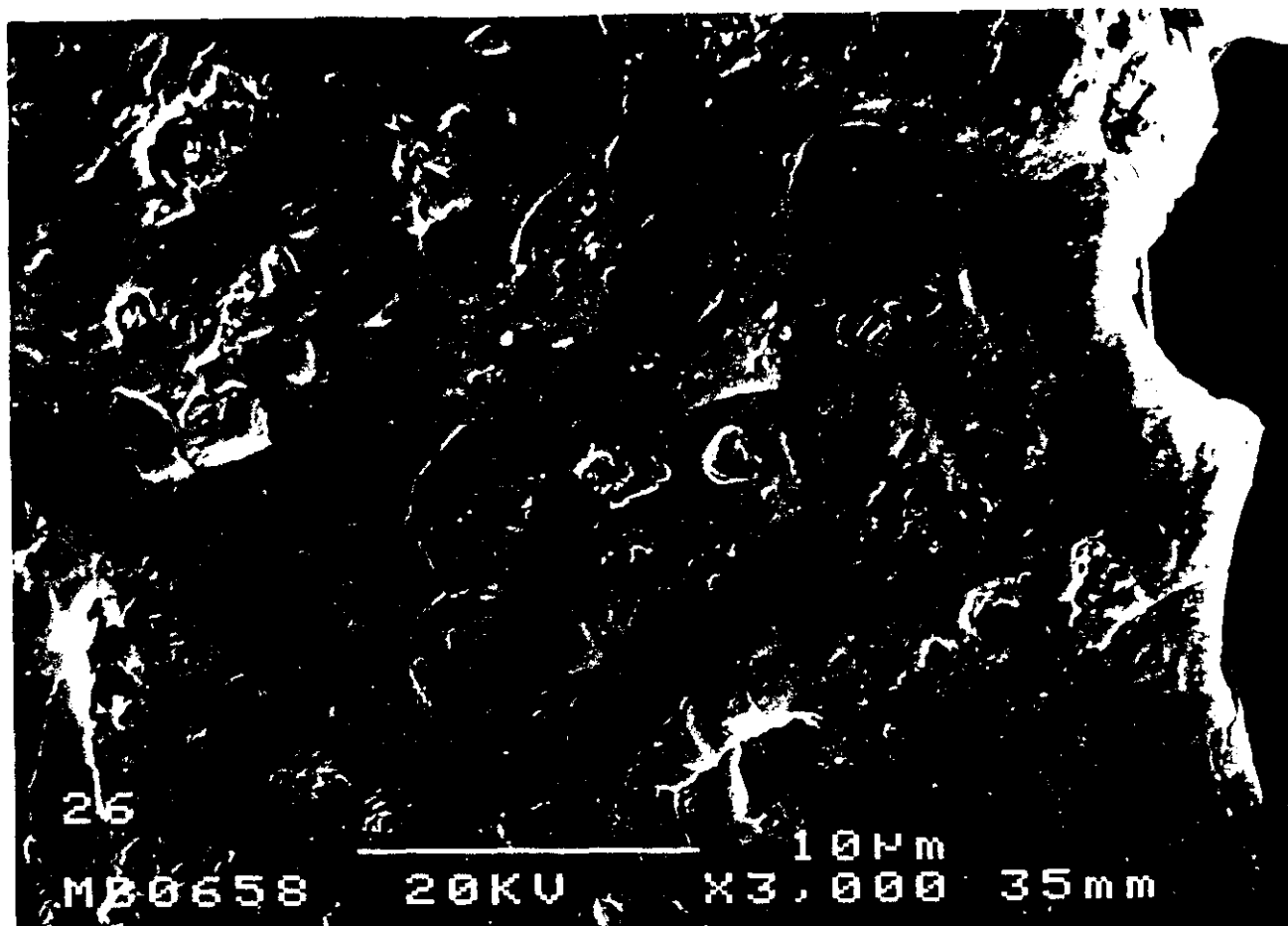


Foto 55

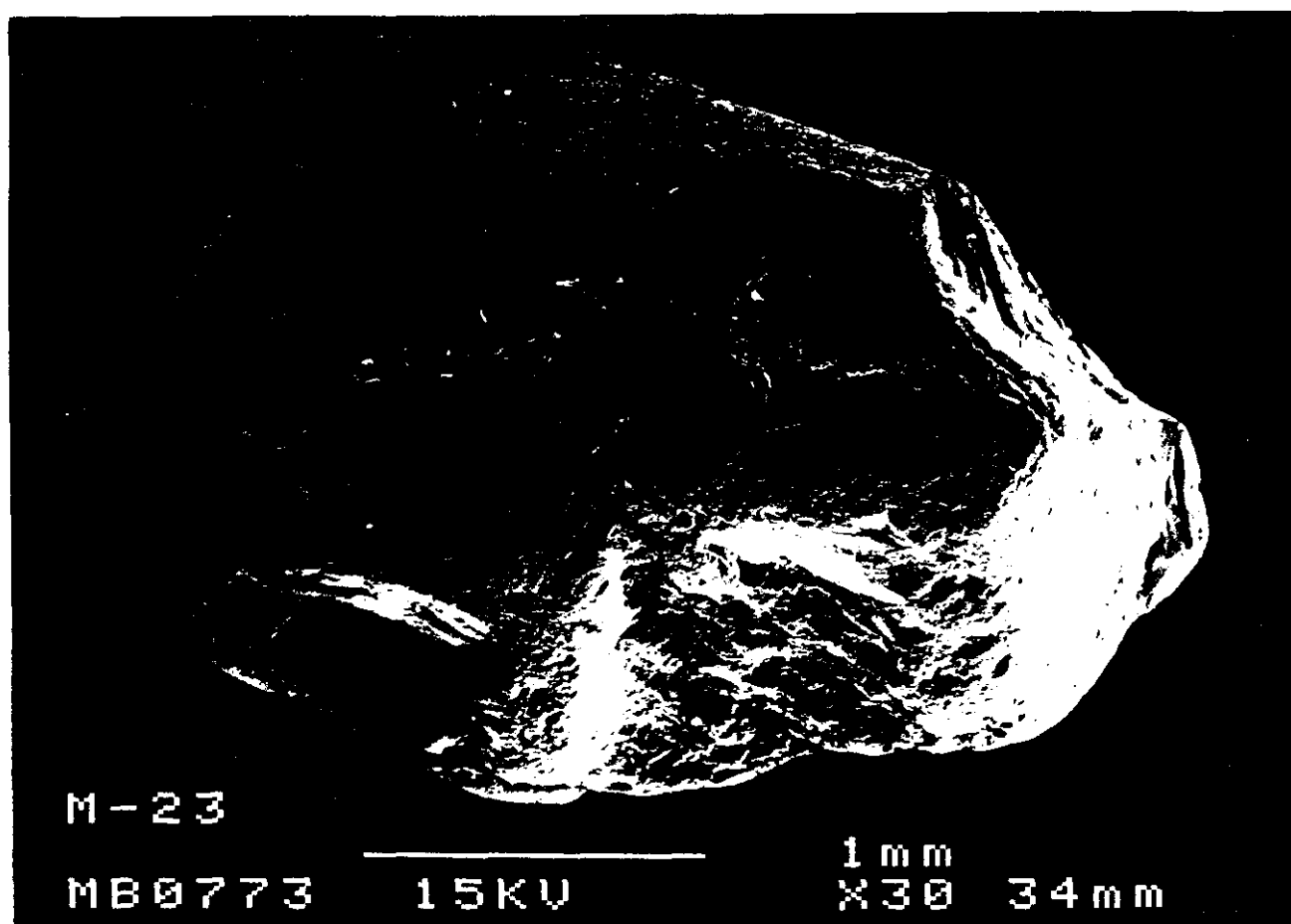


Foto 56

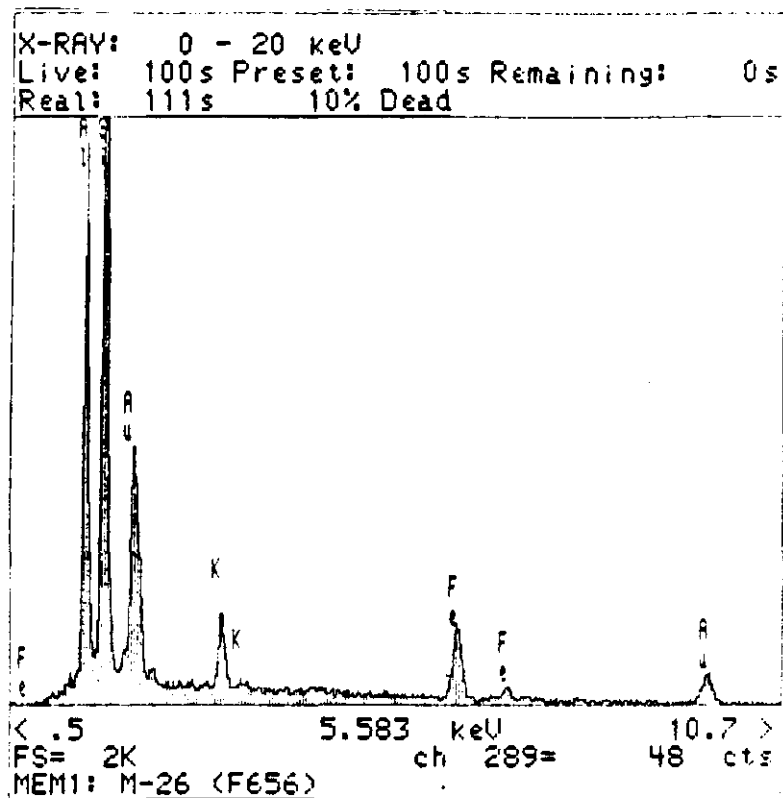


Figura 5.16 Difractograma correspondiente  
a la foto 53

En la **Foto 56**, contemplamos un grano con diferentes aspectos según las caras. Por una parte ofrece un contorno absolutamente esférico, mientras que el otro lado presenta, al parecer, dos muescas de fracturación, (concoidea) si bien suavizadas.

La parte lisa **Foto 57**, se parecía al aspecto de un grano eólico, con pequeñas uñadas, esporádicos poros, etc. No obstante también suelen verse apósitos de pequeñas dimensiones. Se han visto ciertas "barquillas"<sup>(4)</sup> de material supuestamente orgánico, aunque, como se verá inmediatamente están constituidas por un filosilicato de tamaño próximo a  $2\mu\text{m}$ .

La **Foto 58**, ofrece un mayor detalle. En el centro aparece una "barquilla". En el microanálisis Figura 5.17, aparece Mg, K, Al y Fe como elementos acompañantes del silicio. Por ello nos inclinamos a pensar en la sustitución de una sustancia inorgánica por los compuestos orgánicos precedentes, esto es, a favor de una fosilización. No obstante, la "forma orgánica" se mantiene.

La **Foto 59**, es otro detalle del mismo grano, en el que en la parte mecánicamente atacada, también se ve la corrosión general por cariado. Es el único elemento que afecta a todo el grano, suavizándolo. Nótese las placas levantadas, más poros alargados por disolución, lo mismo que los triángulos (tetraedros) de disolución.

En la **Foto 60**, se admira otra barquilla, compuesta - esta vez - sólo por sílice Figura 5.18. La barquilla está doblada, como si se hubiera plegado. En la superficie a la que se adosa, se ve ciertos triángulos de disolución, fisuras por golpe y acanaladuras, en la parte inferior derecha, tipo grietas en trilete.

La **Foto 61**, pertenece a otro grano subredondeado. Una vez más presenta diferentes aspectos: esférico en ciertas partes; el resto, con fracturas y algo de

---

<sup>(4)</sup> Hemos llamado así "barquillas" a unos materiales que se adosan a la superficie del grano y frecuentemente presentan sus bordes levantados hacia fuera o abarquillados.

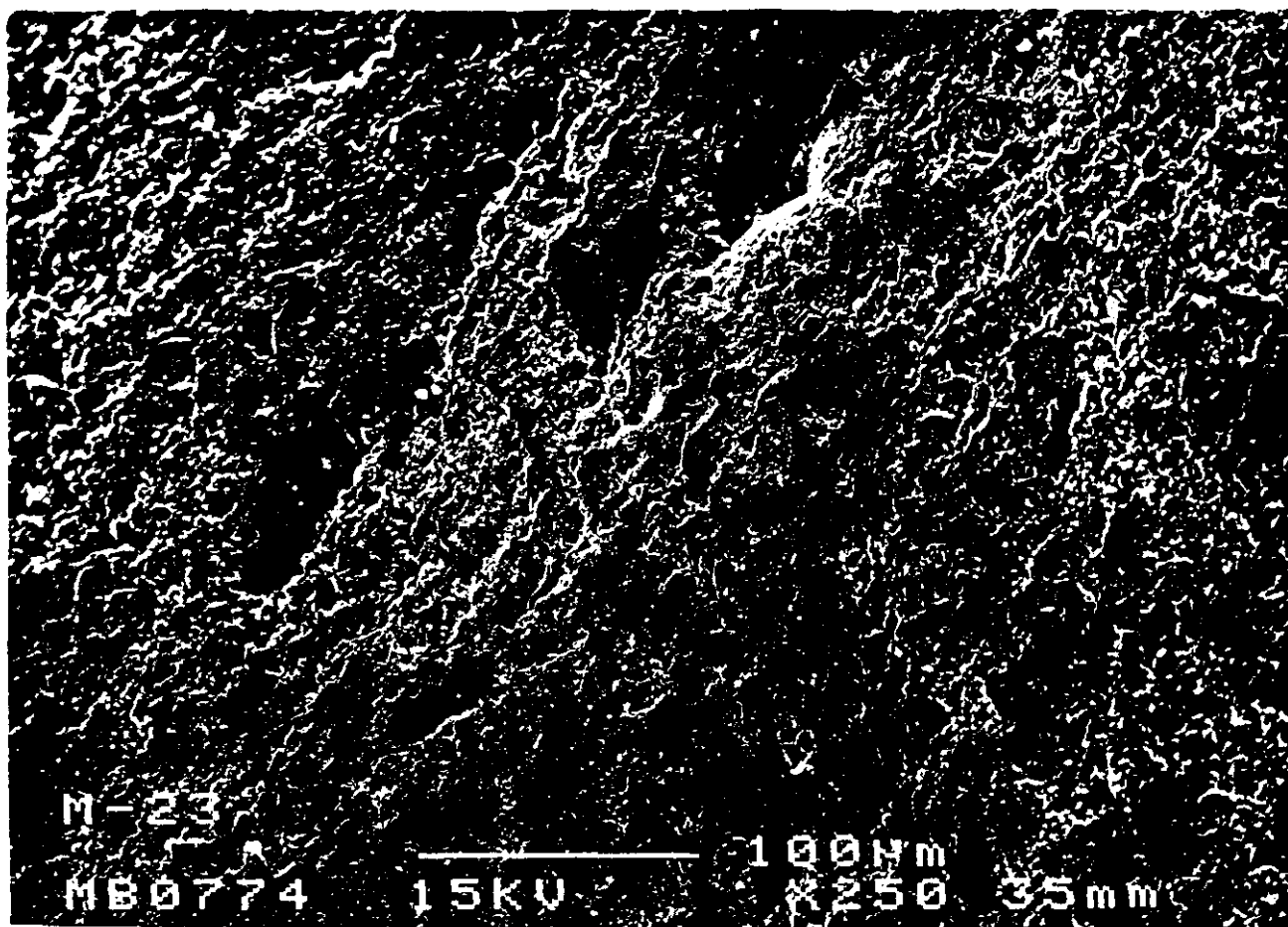


Foto 57

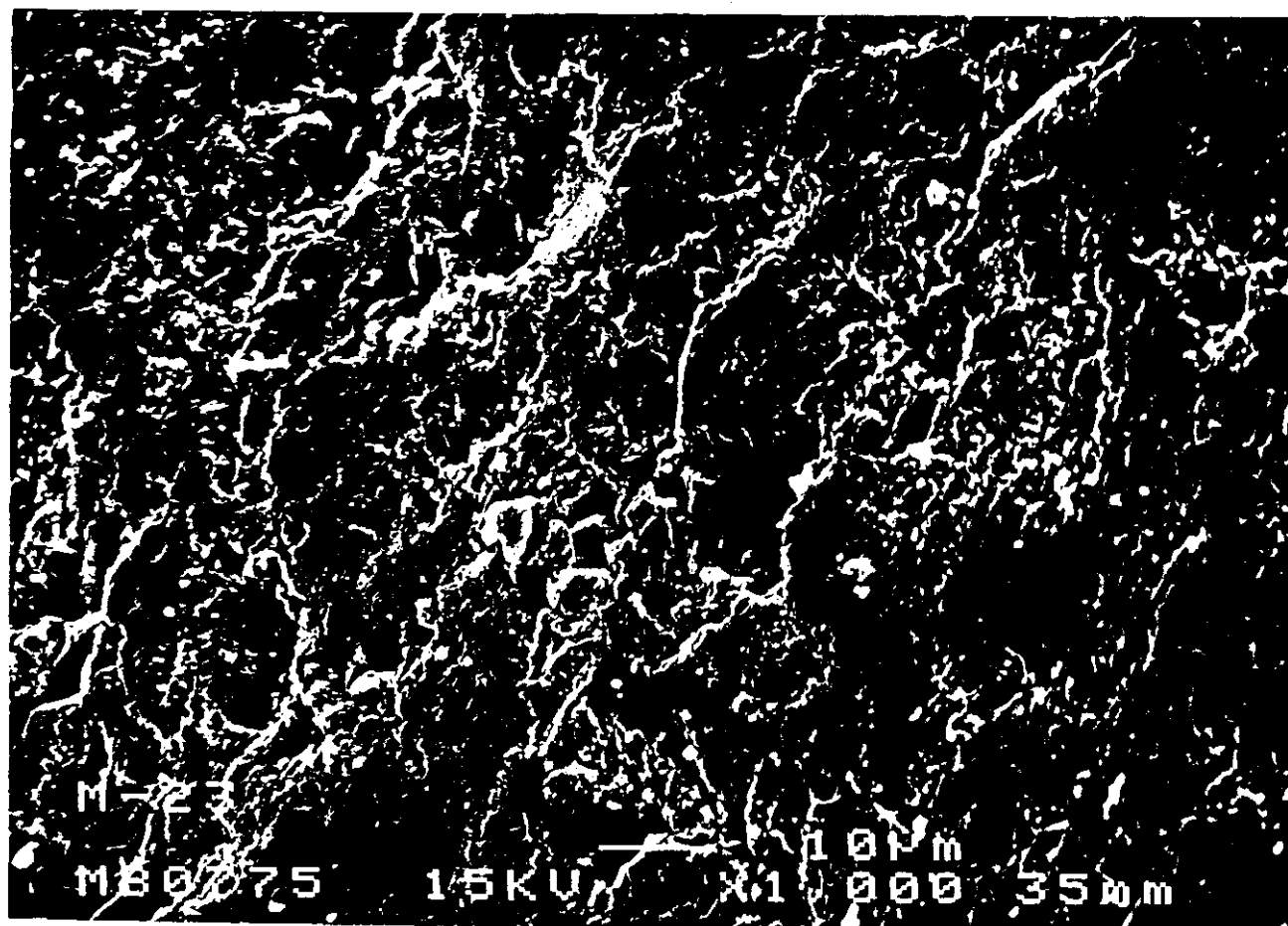


Foto 58

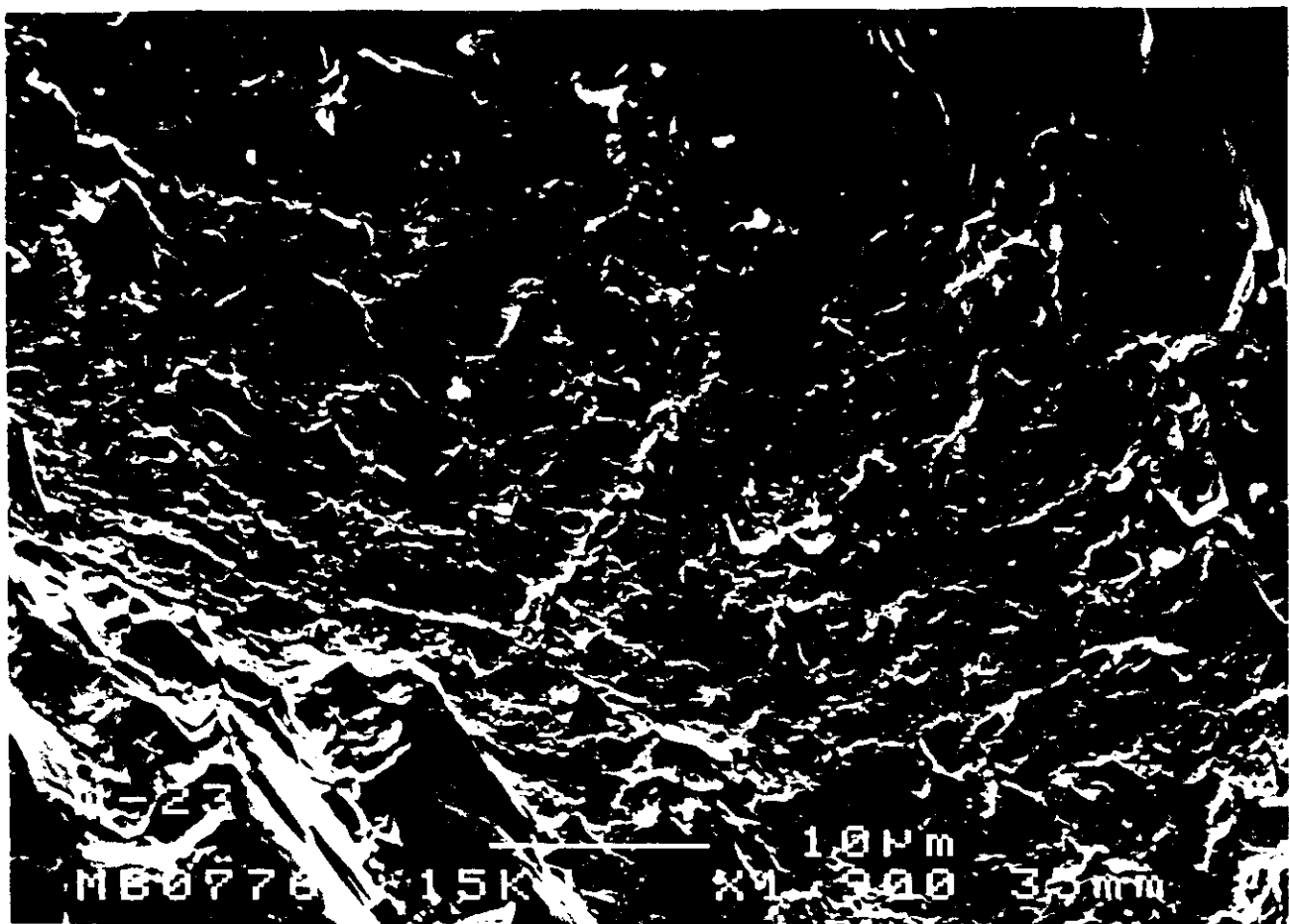


Foto 59

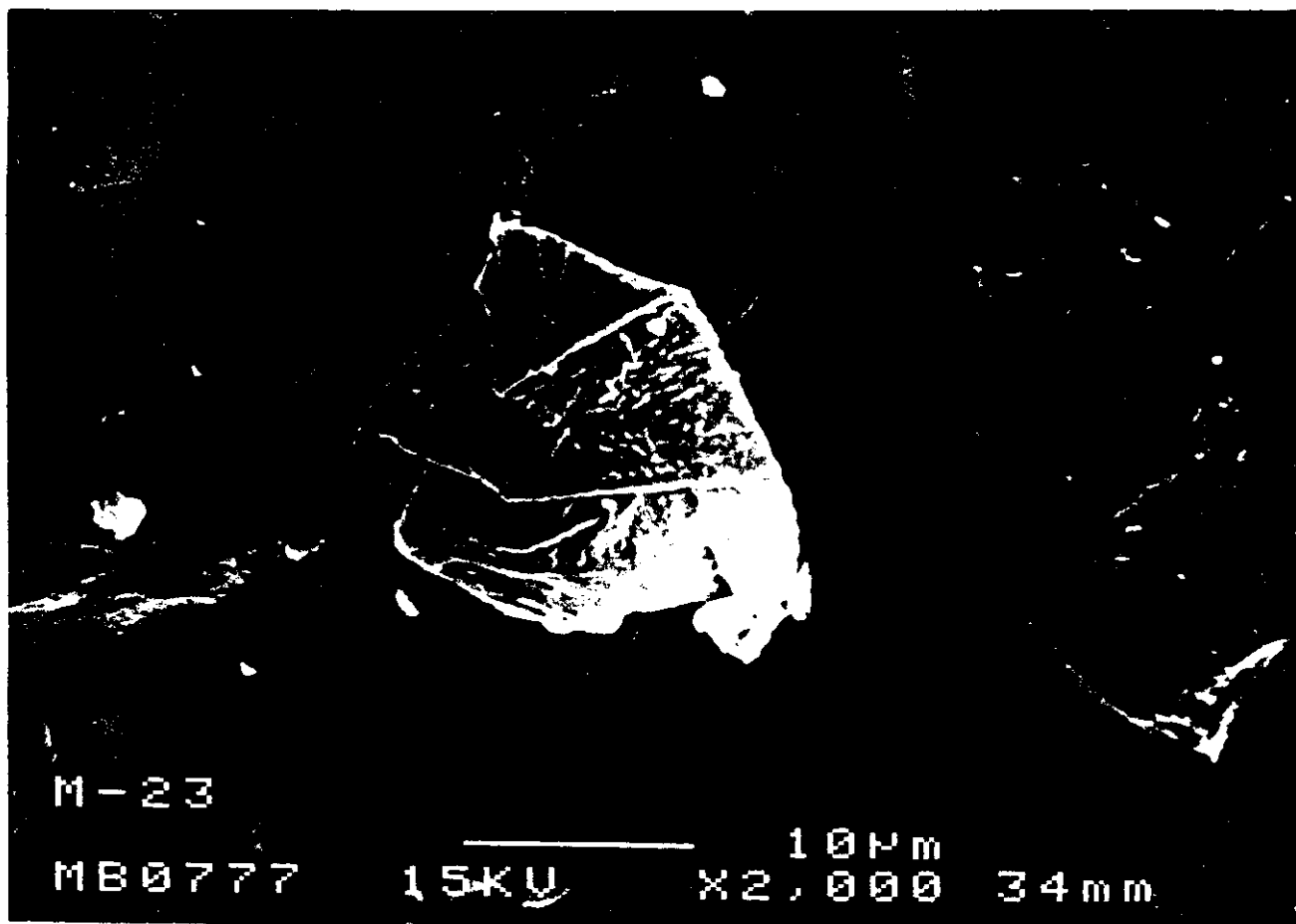


Foto 60

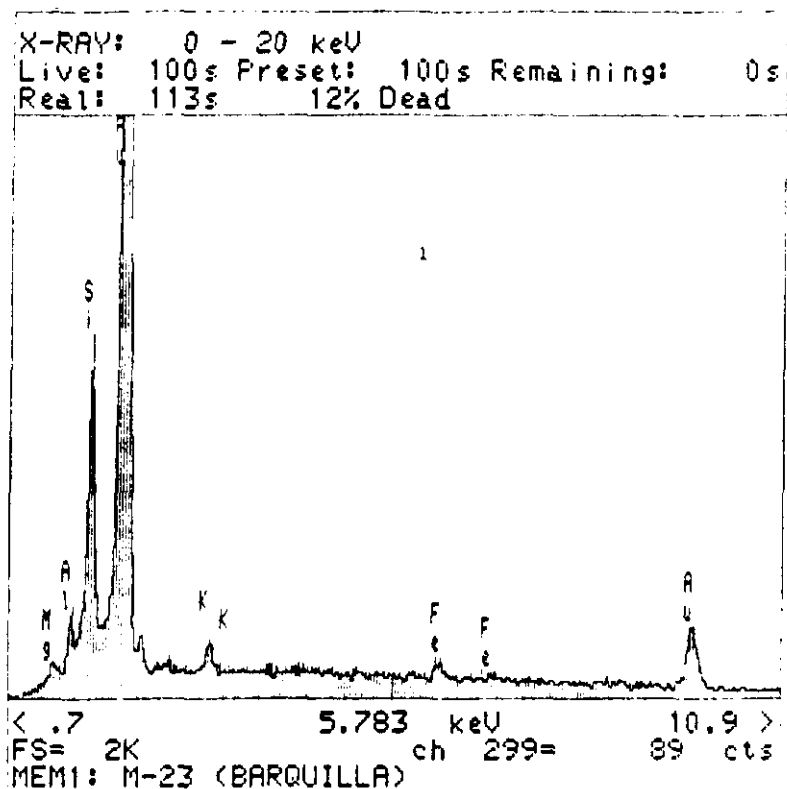


Figura 5.17 Difractograma correspondiente  
 a la foto 58

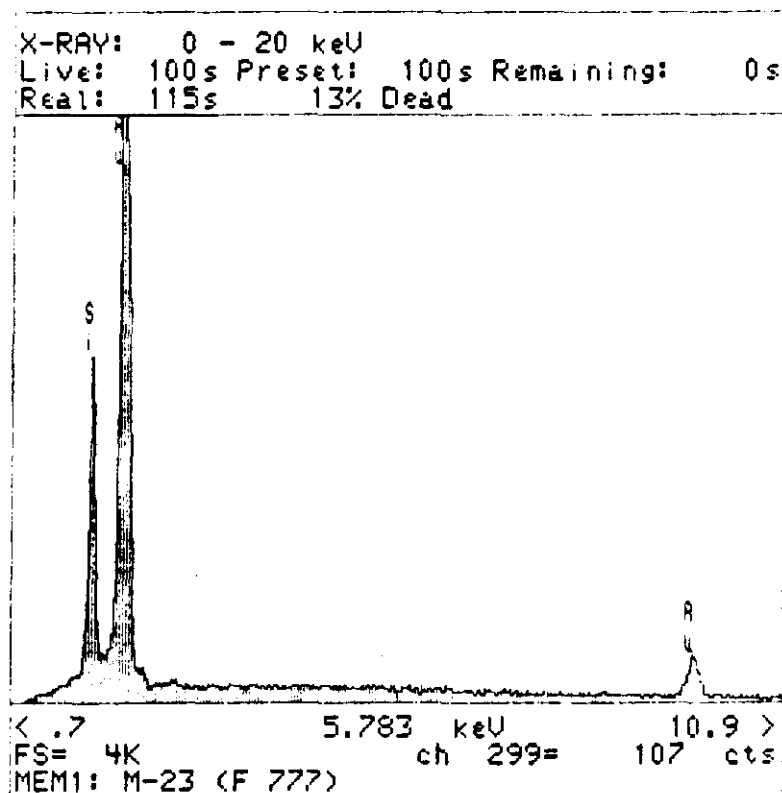


Figura 5.18 Difractograma correspondiente  
 a la foto 60



suavización. Esta parte suavizada ofrece huellas no muy abundantes de choque (V de choque). Ciertamente, como en el grano anterior, también posee un cariado final.


En la **Foto 62**, se ve que es posible que haya habido dos etapas de ataque:

- a) grandes tetraedros", y
- b) cariado posterior, de tamaño menor.

También se ven barquillas de  $\varnothing$  2-5  $\mu\text{m}$ .

La **Foto 63**, pertenece a la superficie supuestamente eolizada. Presenta las características de la foto anterior, con huellas de un ataque mecánico previo. Por ello, el aspecto general del grano es absolutamente diferente.

La **Foto 64**, es de otro grano anguloso-subanguloso. Se ve una cara plana, casi euهدral en su aspecto. Las notas distintivas del grano se resumen en:

- numerosos efectos mecánicos
- apenas ataque químico muy restringido (algunos tetraedros de disolución)
- fisuras 
- escasos apósitos en la superficie (compuestos sólo por  $\text{SiO}_2$ )
- sin barquillas

La **Foto 65**, es un detalle en el que se ve la superficie ligeramente atacada, y escalones de ruptura.

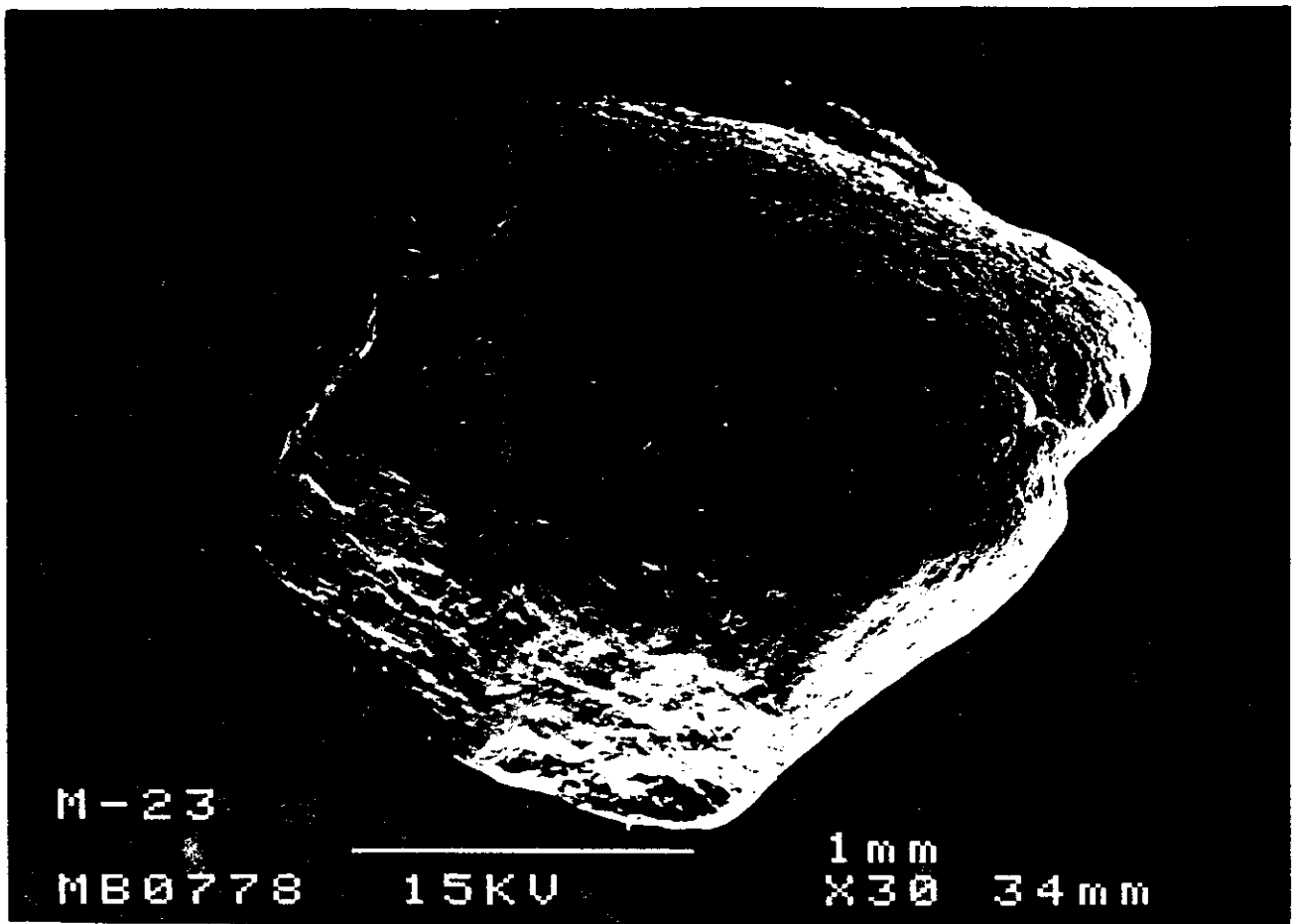


Foto 61

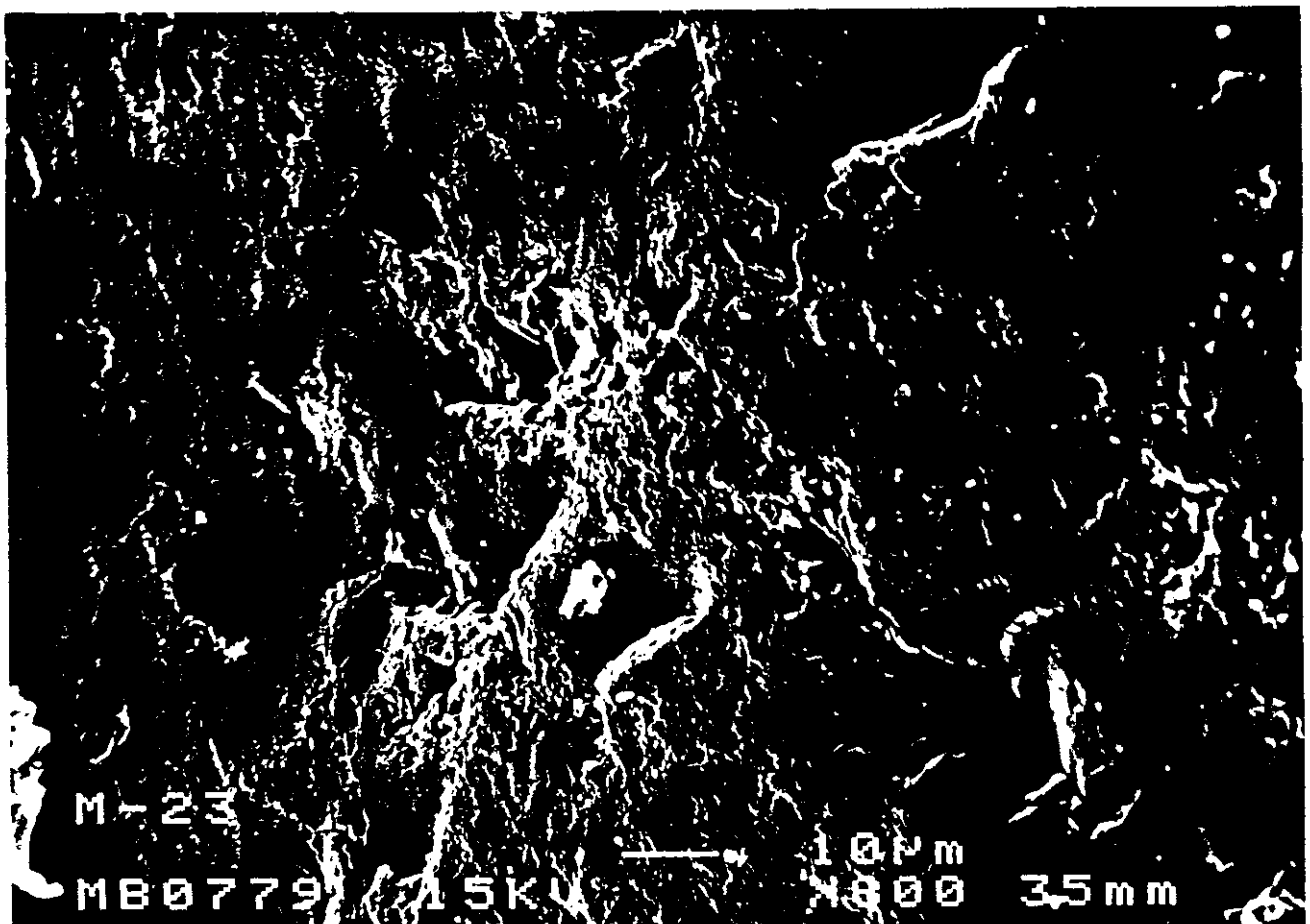


Foto 62

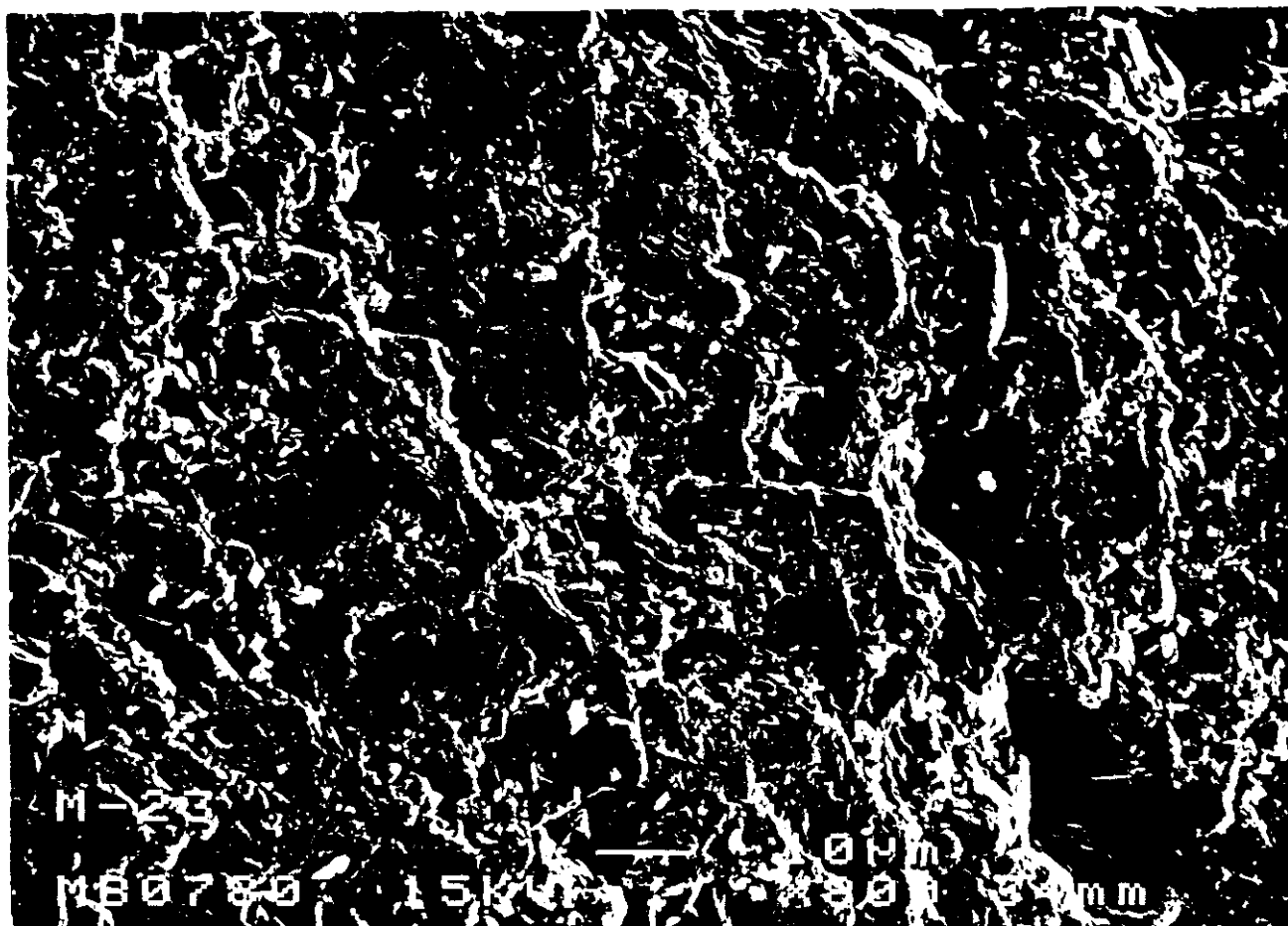


Foto 63

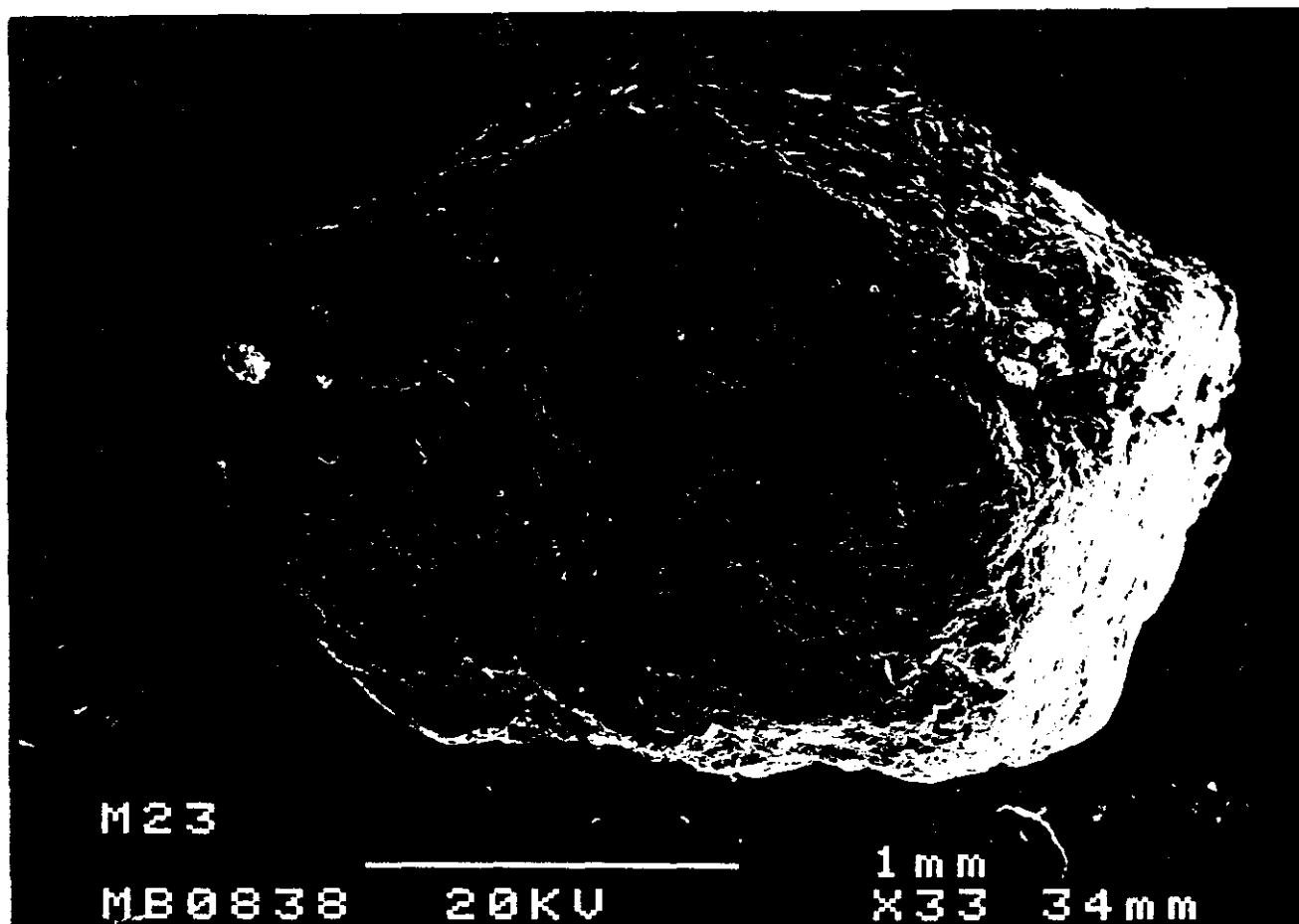


Foto 64

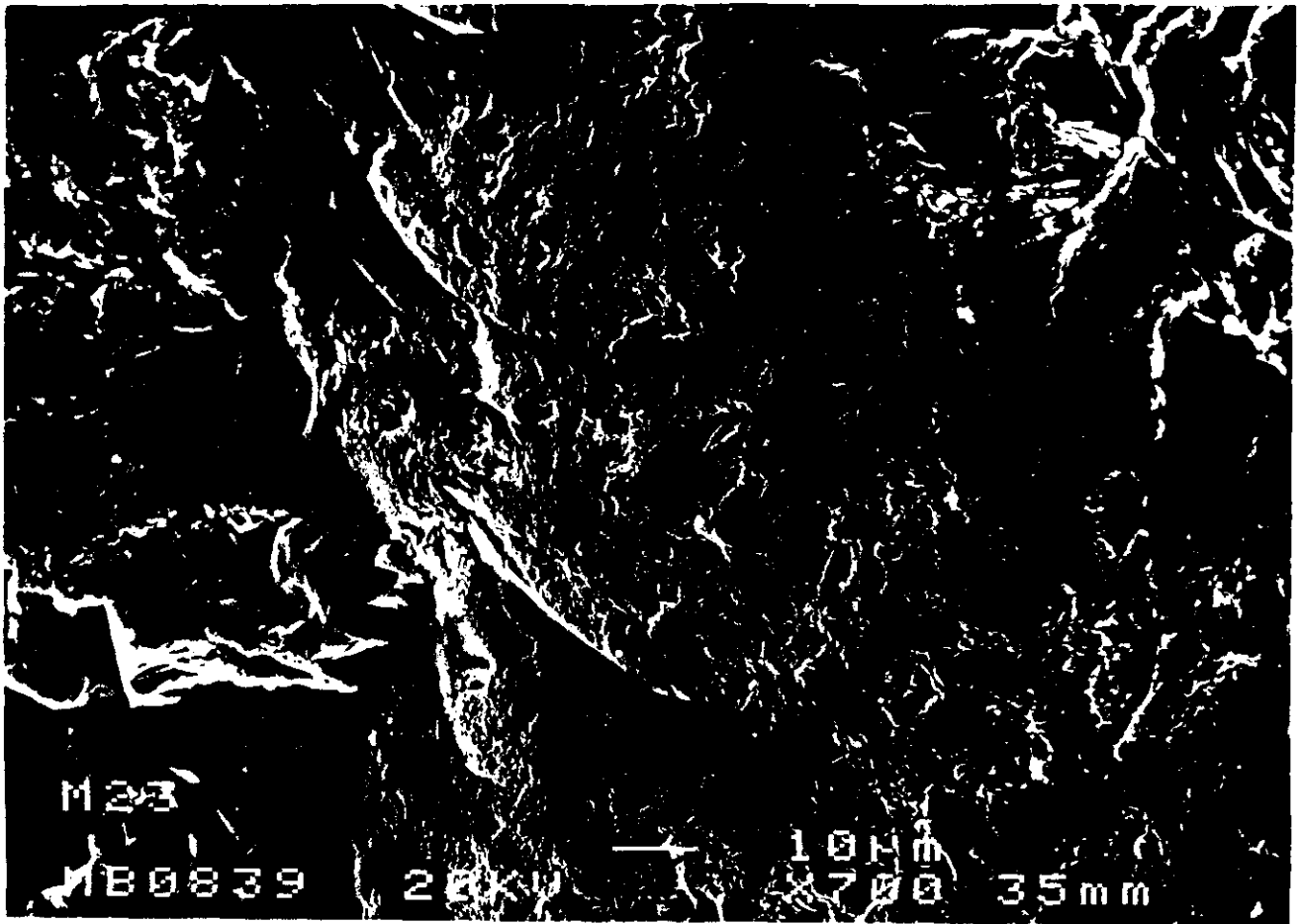


Foto 65

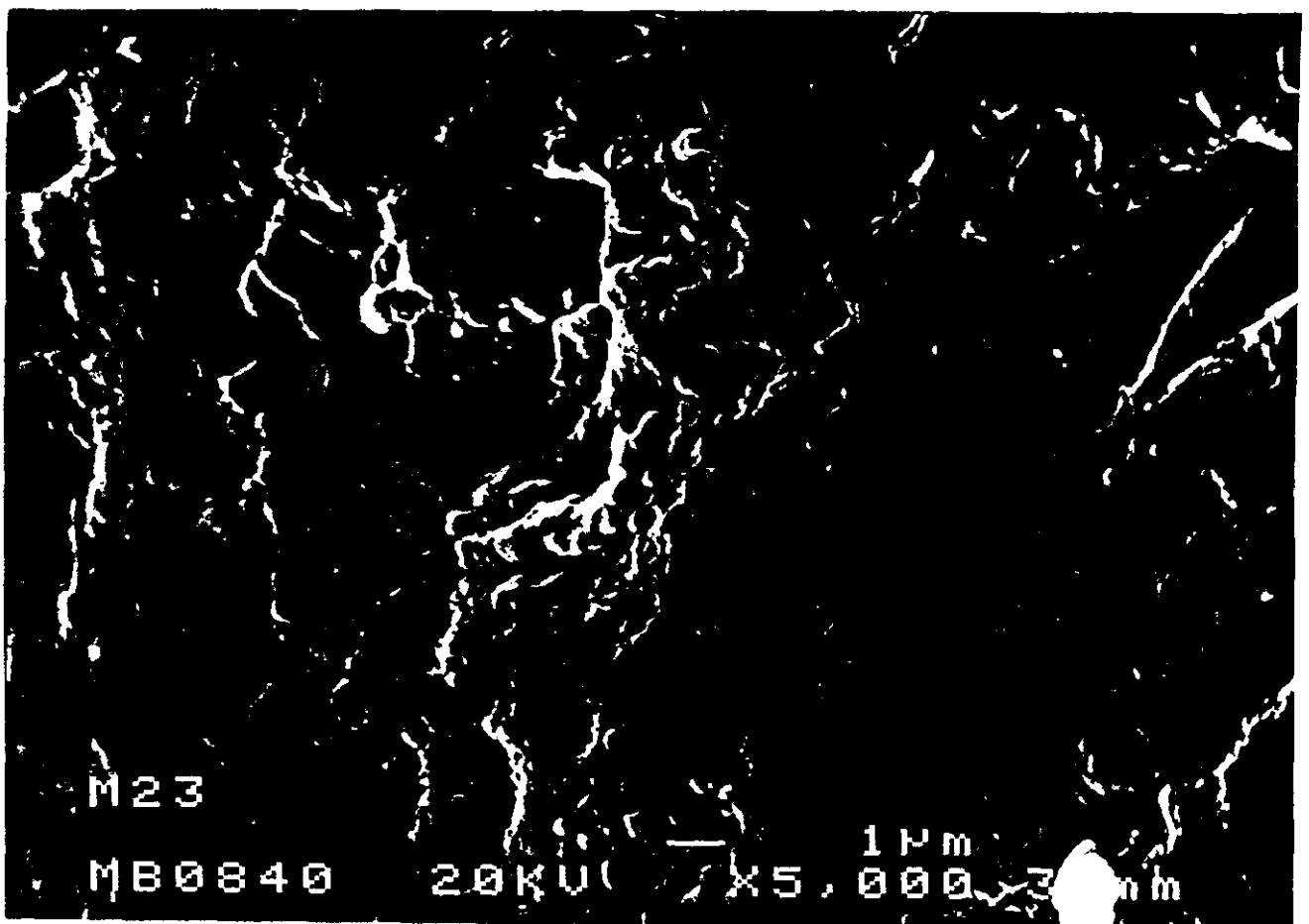


Foto 66

En la **Foto 66**, se aprecia dos tipos de superficies, una atacada ligeramente con ciertas V de choque ligeramente transformadas, y otra fresca.

Parece que el ataque haya afectado a toda la superficie y, posteriormente, el grano se ha fracturado, evacuando la superficie alterada.

En la **Foto 67**, aparece a la izquierda, rosas o amorfos de Fe, según se puede observar en el microanálisis Figura 5.19. La superficie anterior al ataque, presenta un plano alabeado, con pequeñas incisiones de tetraedros de alteración.

La diferencia entre unos lugares más atacados y otros que apenas lo han sido, pudiera radicar en que los granos se tocasen en sus prominencias, de tal modo que los meniscos de agua se albergasen en estos salientes, contribuyendo a una meteorización más intensa.

En la **Foto 68**, otro detalle de la superficie apenas atacada con ciertas esquirlas de cuarzo, por la acción mecánica.

La **Foto 69**, es otra superficie plana con huella de un arrastre entre dos granos; se ve una estela de uñadas, y con posterioridad ("chattermarks" o "centipedes" = ciempiés) está atacada químicamente.

La **Foto 70**, pertenece al detalle de otro grano que es el menor de toda la muestra. Se aprecia cierto revestimiento que ha empezado a despellejarse. Tanto debajo, como encima, aparece una superficie atacada, con fuertes huellas de acción química. Numerosos "upturned plates". Ciertas fisuras han comenzado a ser atacadas, aunque el ataque es relativamente incipiente.

La **Foto 71**, es el conjunto del "grano" que tiene silicato aluminico según el espectro Figura 5.20; con mínimas cantidades de K; y algunos "ruidos" de Cl y S. Se trataría pues, de algo orgánico silificado. En la foto se observan ciertas suturas, lo que predispone a pensar en un origen orgánico para el conjunto.

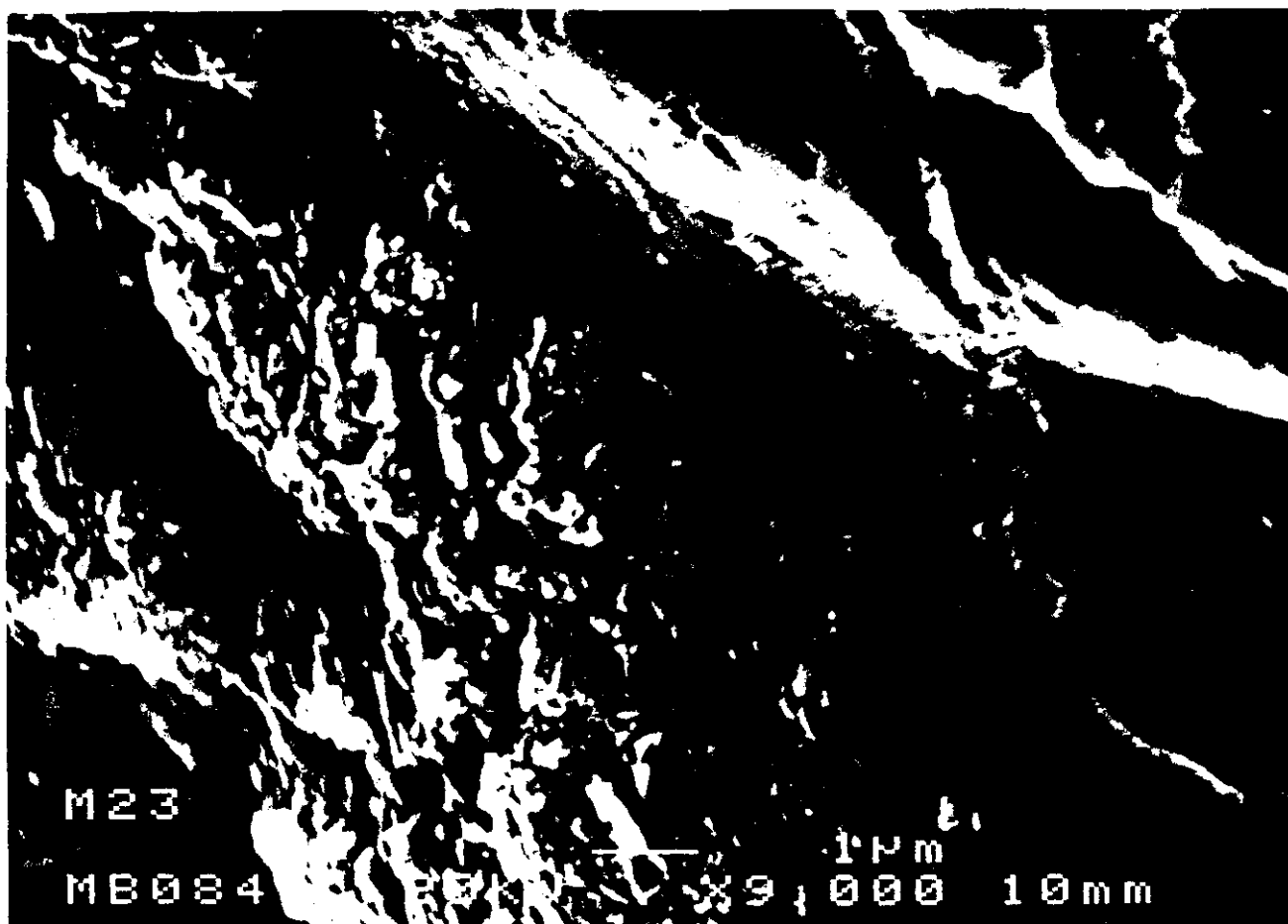


Foto 67

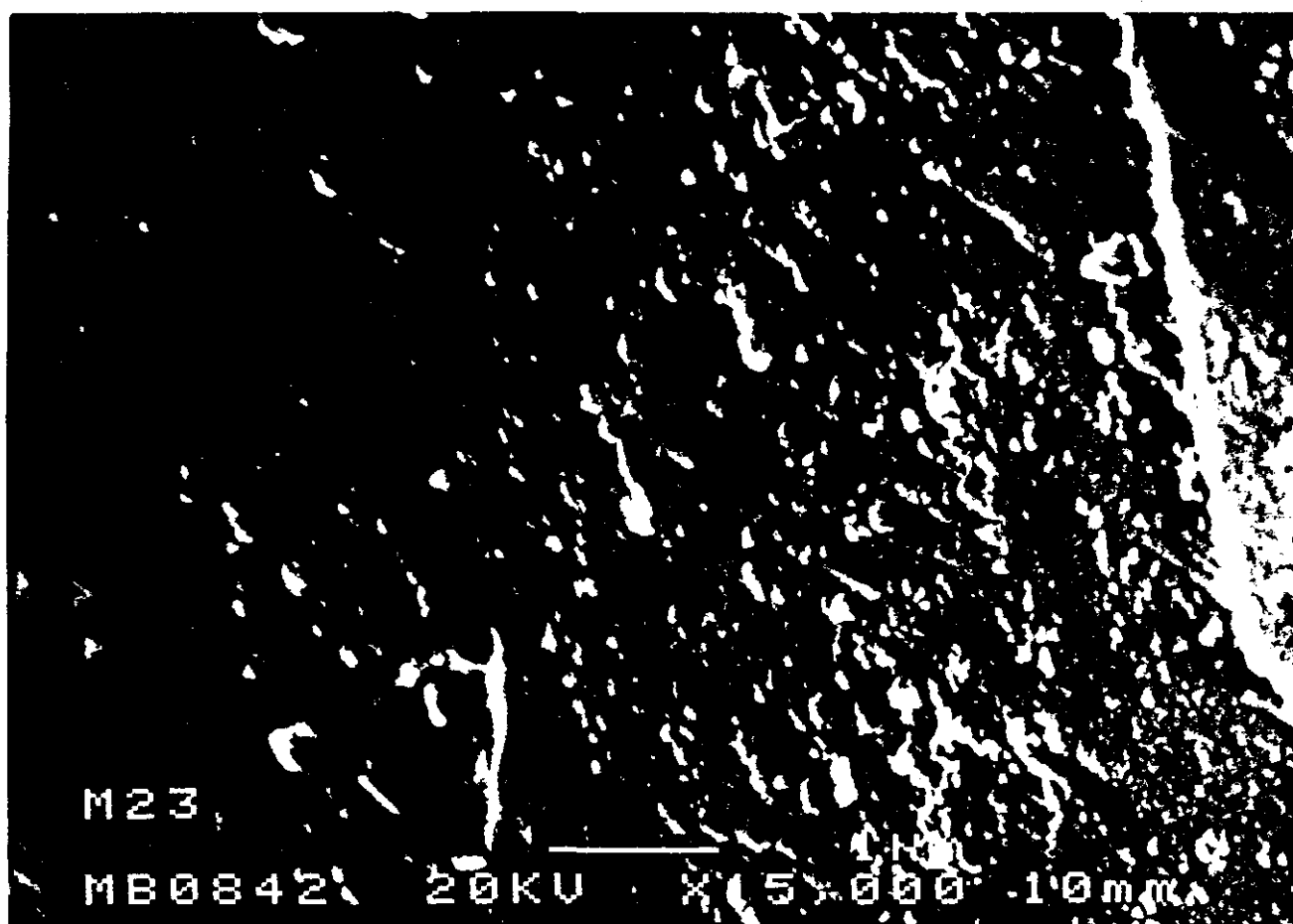


Foto 68

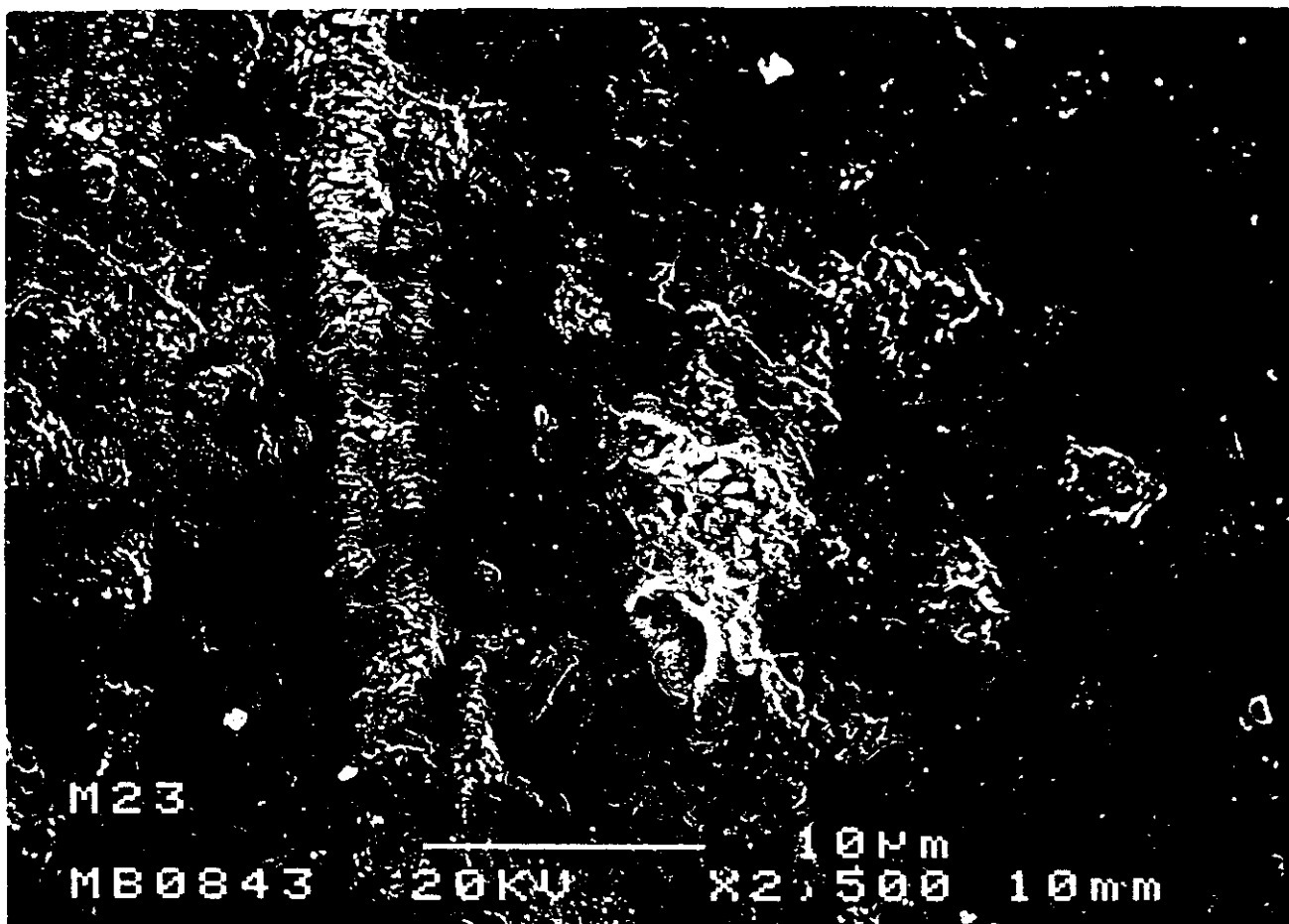


Foto 69



Foto 70

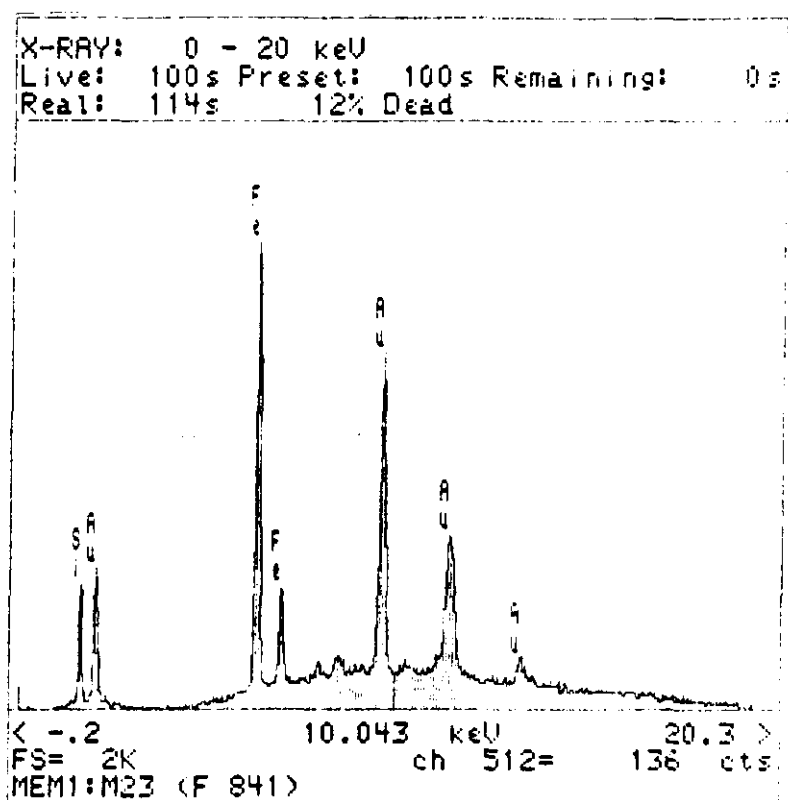


Figura 5.19 Difractograma correspondiente  
 a la foto 67

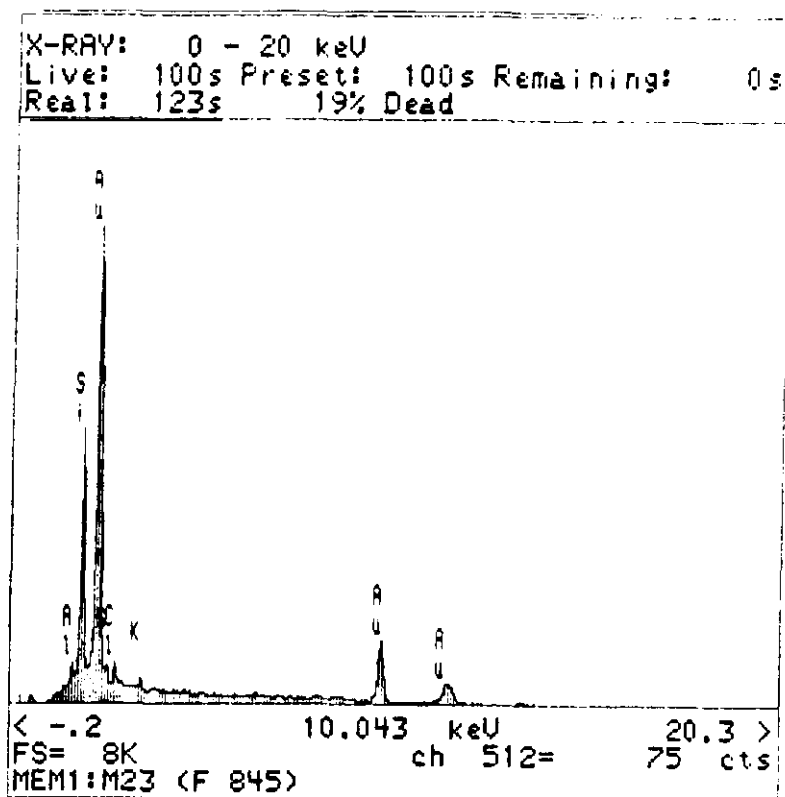


Figura 5.20 Difractograma correspondiente  
 a la foto 71



La **Foto 72**, responde al aspecto general de otro grano, también anguloso. Apenas parece compatible con los vistos en el primero y segundo caso. Sin embargo, en detalle aparecen todas las características que mencionábamos para los casos anteriores: frescor local y ataque en otros lugares. Por todo ello puede afirmarse que el número de granos observados al MEB es suficiente para determinar las características más sobresalientes del conjunto.

#### **V.3.4. Riaza (Segovia)**

La **Foto 73**, corresponde a un grano anguloso, en el que se puede ver gran cantidad de efectos producidos por ataque mecánico fluvial y que según Torcal et al., 1984 es muy superior al químico, aunque puede aparecer un revestimiento de aspecto de "corteza de pan" por precipitado de sílice, de relativa antigüedad, porque suele separarse de la superficie original. Se ven cierto número de cristales sobre caras concoideas.

La **Foto 74**, es un detalle del centro de grano anterior, se ven caras concoideas con superficie rugosa a modo de corteza de pan; posiblemente con depósito precipitado de sílice amorfa que puede llegar a formar una película generalizada sobre la superficie del grano. Las oquedades inscritas en la superficie original presentan fuerte ataque químico, en el que destacan la "uves" de disolución, proceso que también debe ser responsable de la corrosión de los bordes de cristales y lájas sobrepuestas (Douglas y Platt, 1977). Sobre el film de sílice amorfa destacan ciertos cristales bien formados a modo de rosas de hierro. Bien podría tratarse de hematites, dada la profusión de la ferruginización del sedimento, pero no siempre los cristales ferruginosos se hallan bien formados, lo que pone de manifiesto un tránsito incompleto de las sustancias amorfas hacia las cristalinas. También aparecen ciertas oquedades inscritas en la superficie original que presentan fuerte ataque químico, en el que destacan las "uves" de disolución, proceso que también debe ser responsable de los bordes de los cristales o lájas sobrepuestas.

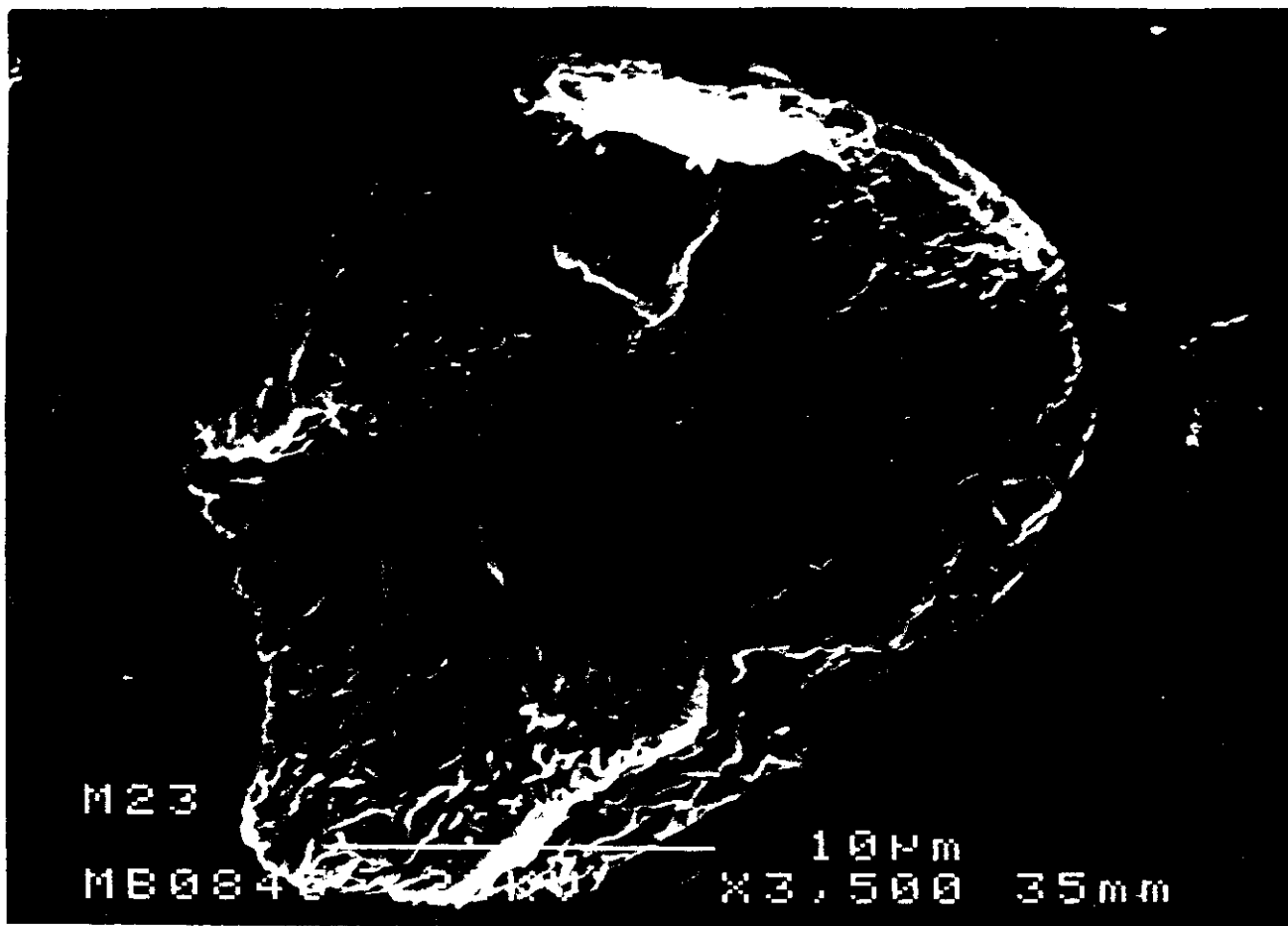


Foto 71

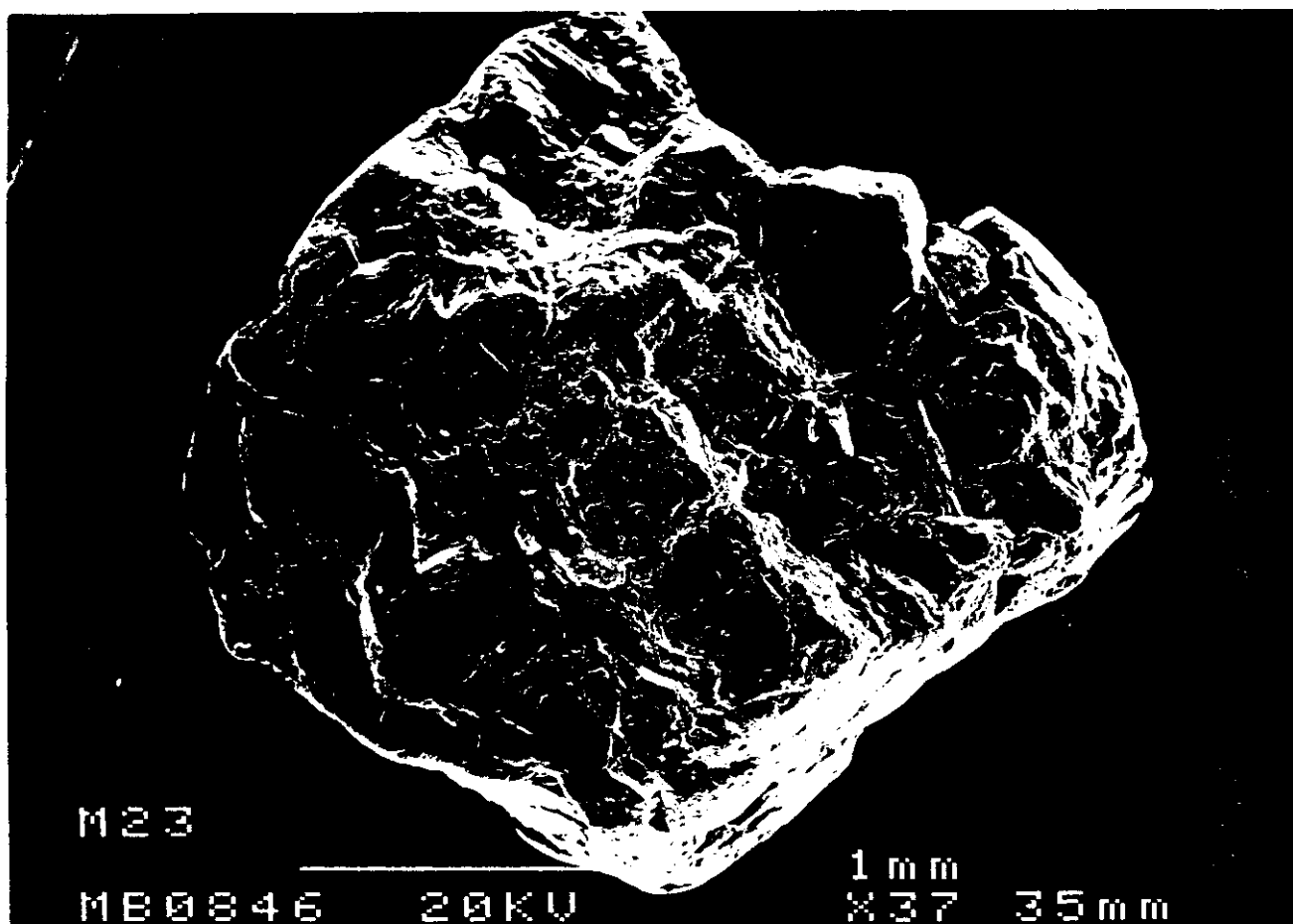


Foto 72

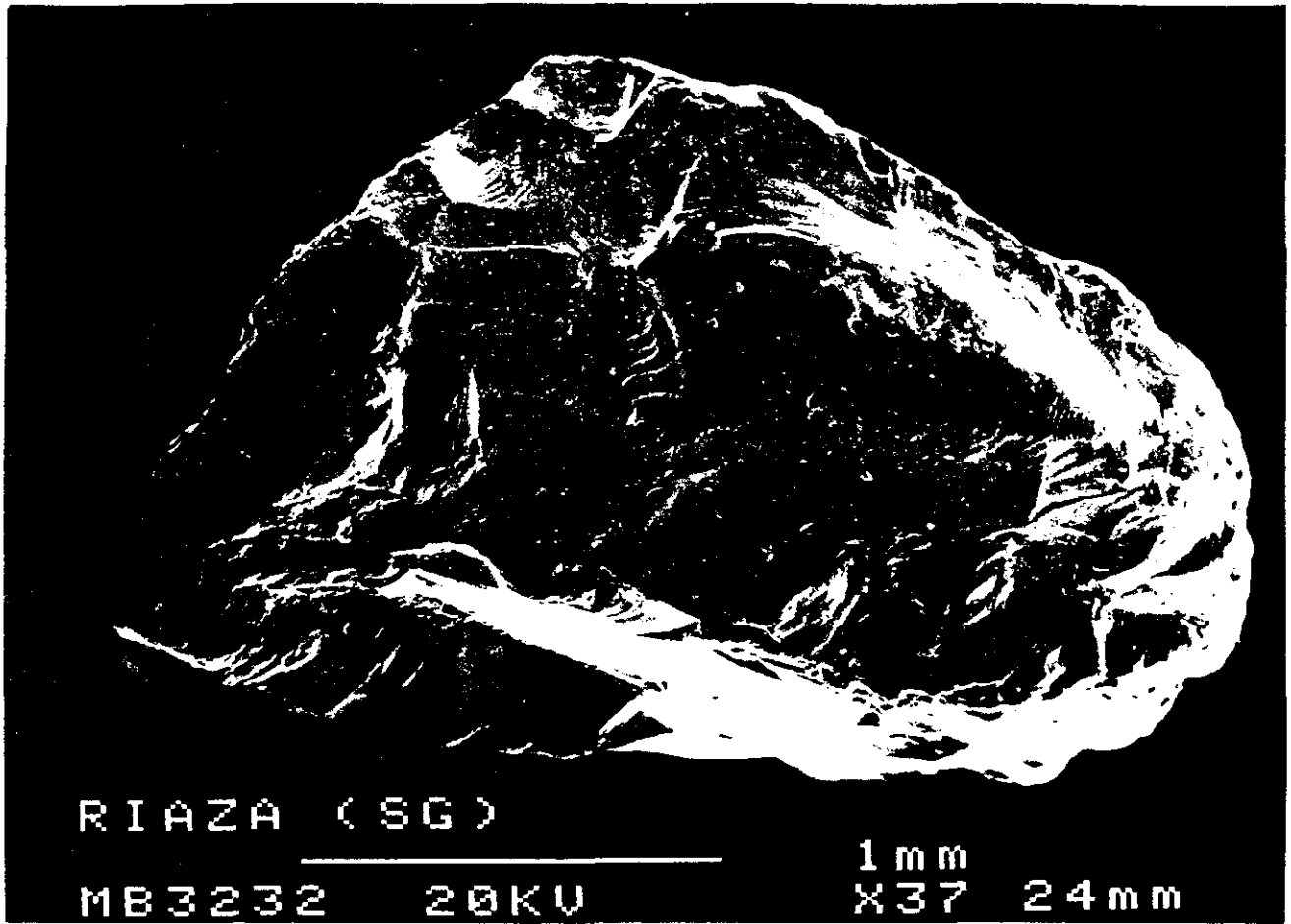


Foto 73

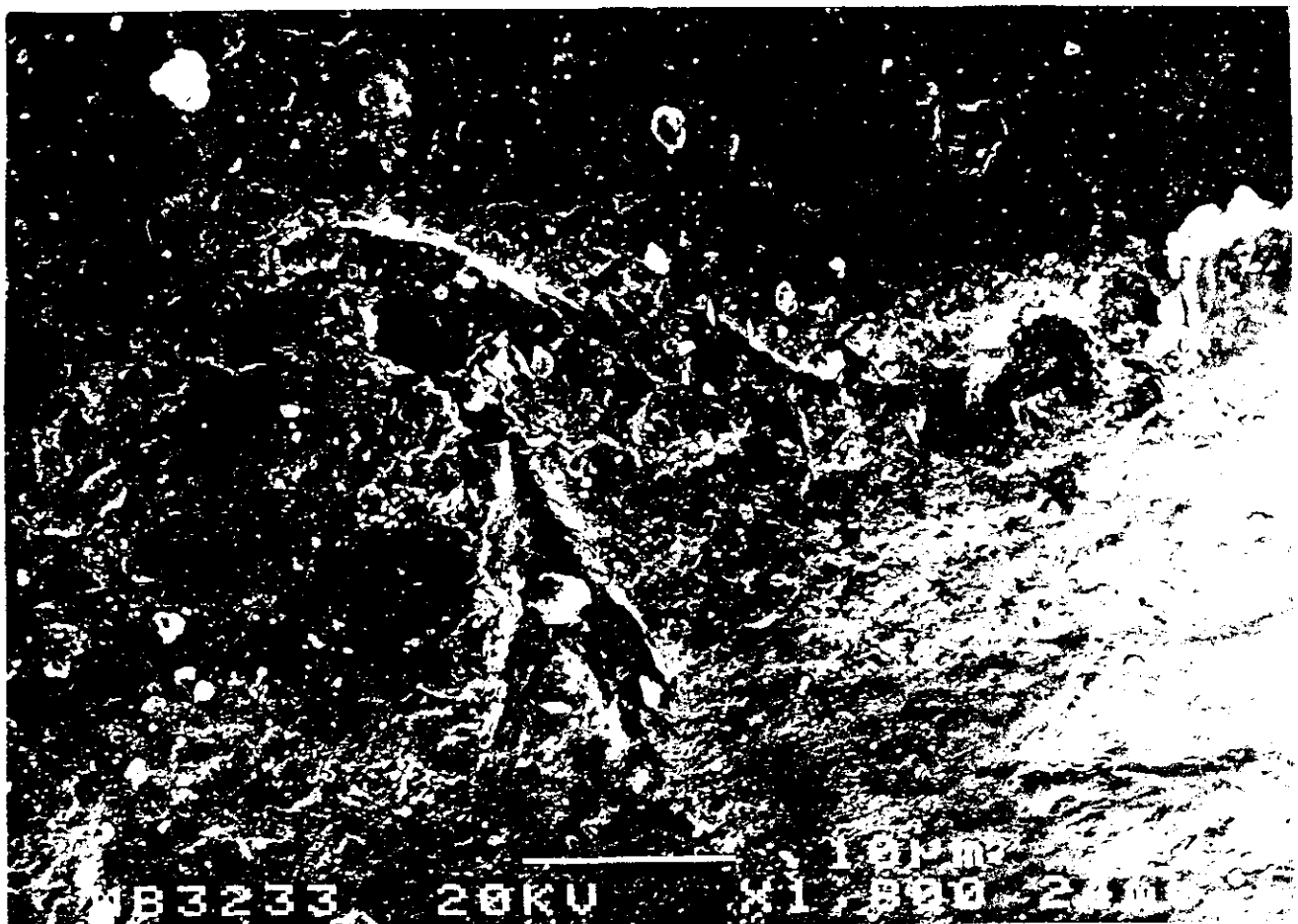


Foto 74

La **Foto 75**, es otro detalle en el que se ve toda la superficie con depósitos de sílice amorfa que puede llegar a formar una película generalizada sobre el grano.

La **Foto 76**, nos muestra otro grano también anguloso con fracturas concoideas.

Un detalle del grano anterior **Foto 77**, en el que se ve fracturas abiertas por ruptura reciente, con precipitado de sílice generalizado; posiblemente precipitado antiguo, porque aparece interrumpido por fisuras; "peeling" o despellejado.

La **Foto 78**, es un detalle mayor del grano en el que después de hacer el espectro Figura 5.21, aparece Al, Si y Fe, es decir silicatos aluminicos con cierta cantidad de Fe.

Los granos que vamos a comentar pertenecen a la muestra tomada de la zona intermedia del corte.

La **Foto 79**, es un detalle del grano en el que se ve la zona no atacada: total limpieza de la superficie. Poros originales sin ataque. Ciertas grietas en "trilete".

A pesar de la falta de ataque, la superficie se halla ligerísimamente suavizada, por lo que tampoco se puede afirmar que sea un grano fracturado, por cualquier cosa (al sacar la muestra, arañado...)

La **Foto 80**, es la vista general del grano subanguloso. Más del 60% no resulta corroído por la acción química, por lo que destaca por su frescor.

Sobre la superficie apenas atacada del grano se muestra una "escama" de filosilicatos, con múltiples capas sobreimpuestas. Por su hábito en los bordes hexagonal podría pensarse en caolinita.

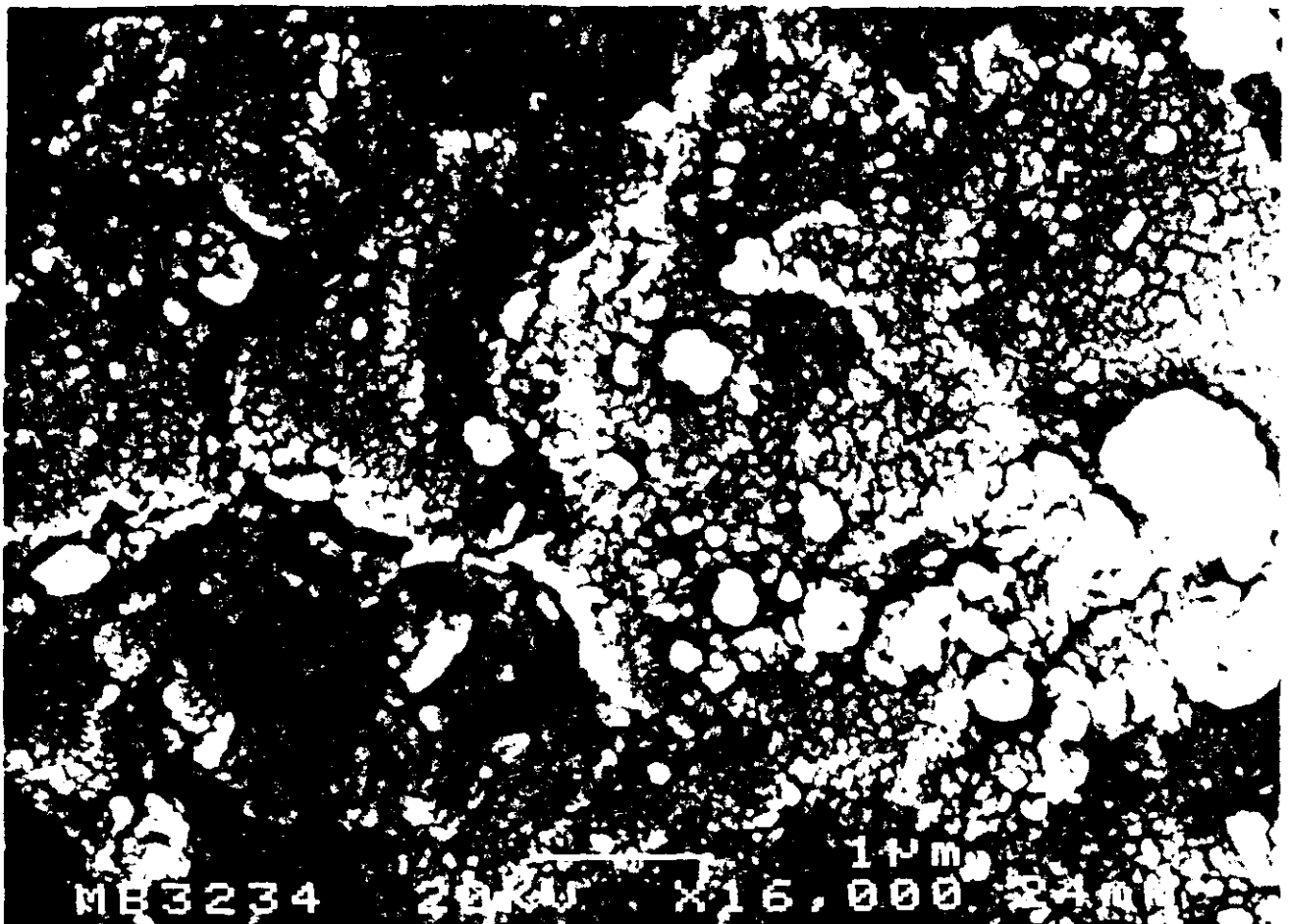


Foto 75

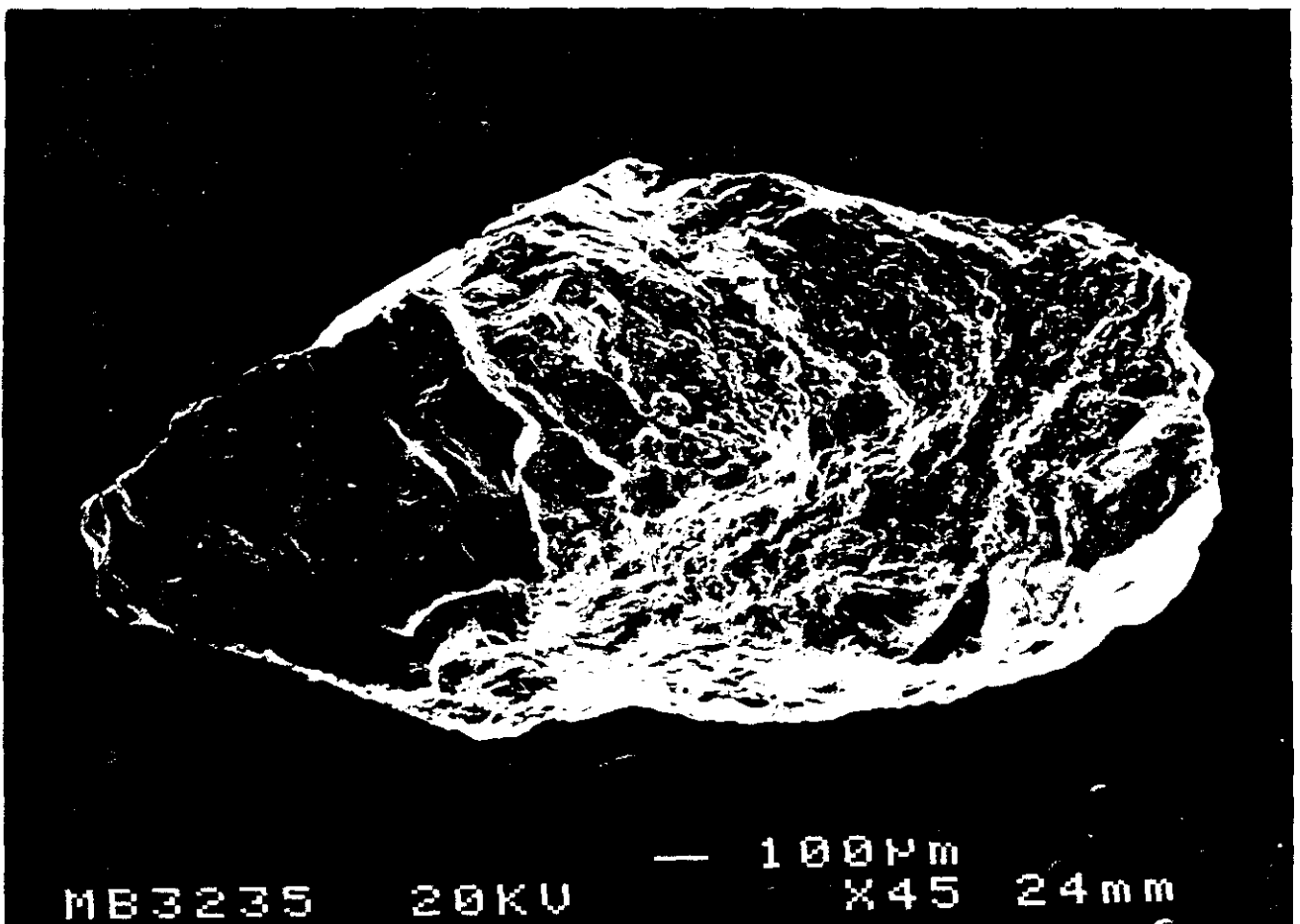


Foto 76  
605

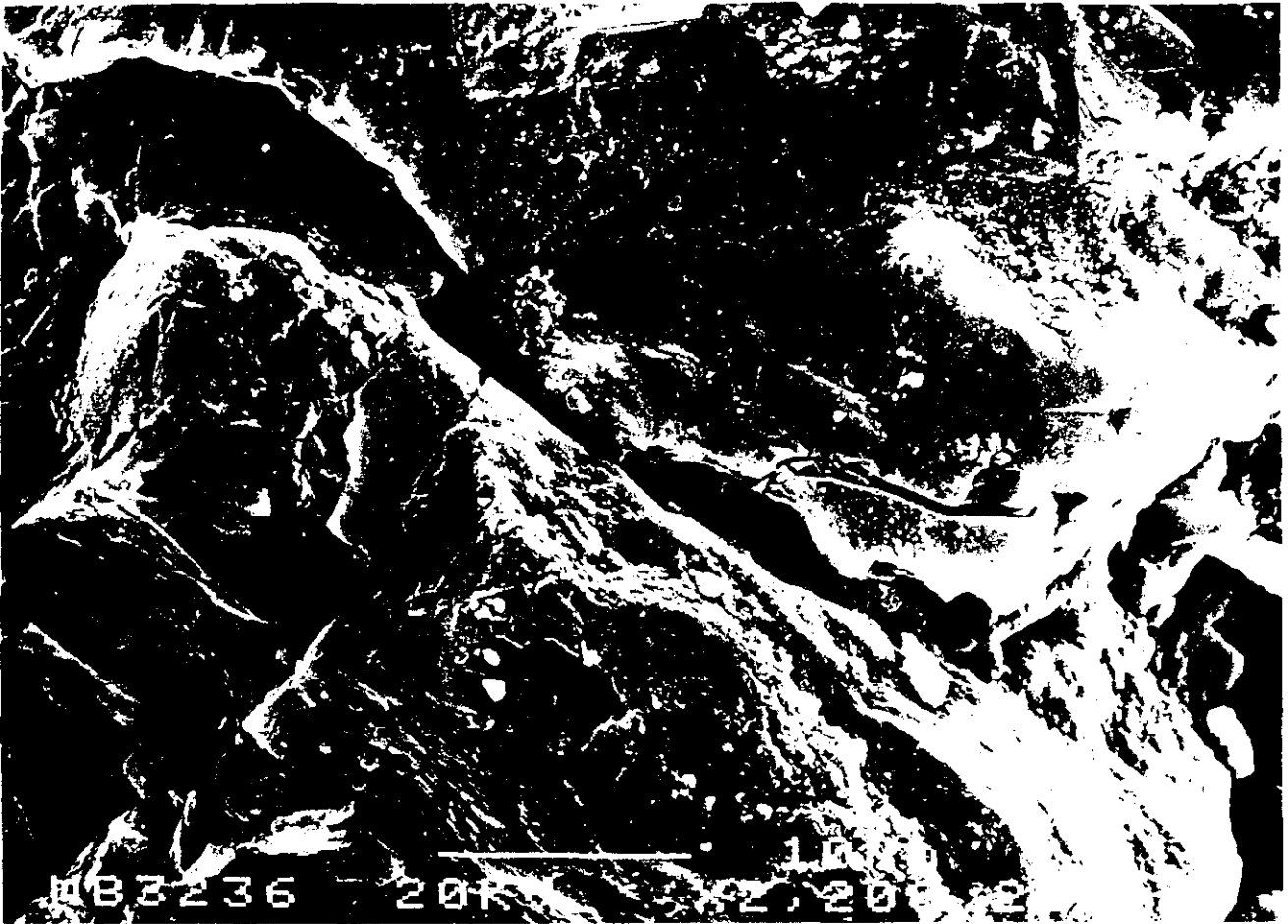


Foto 77

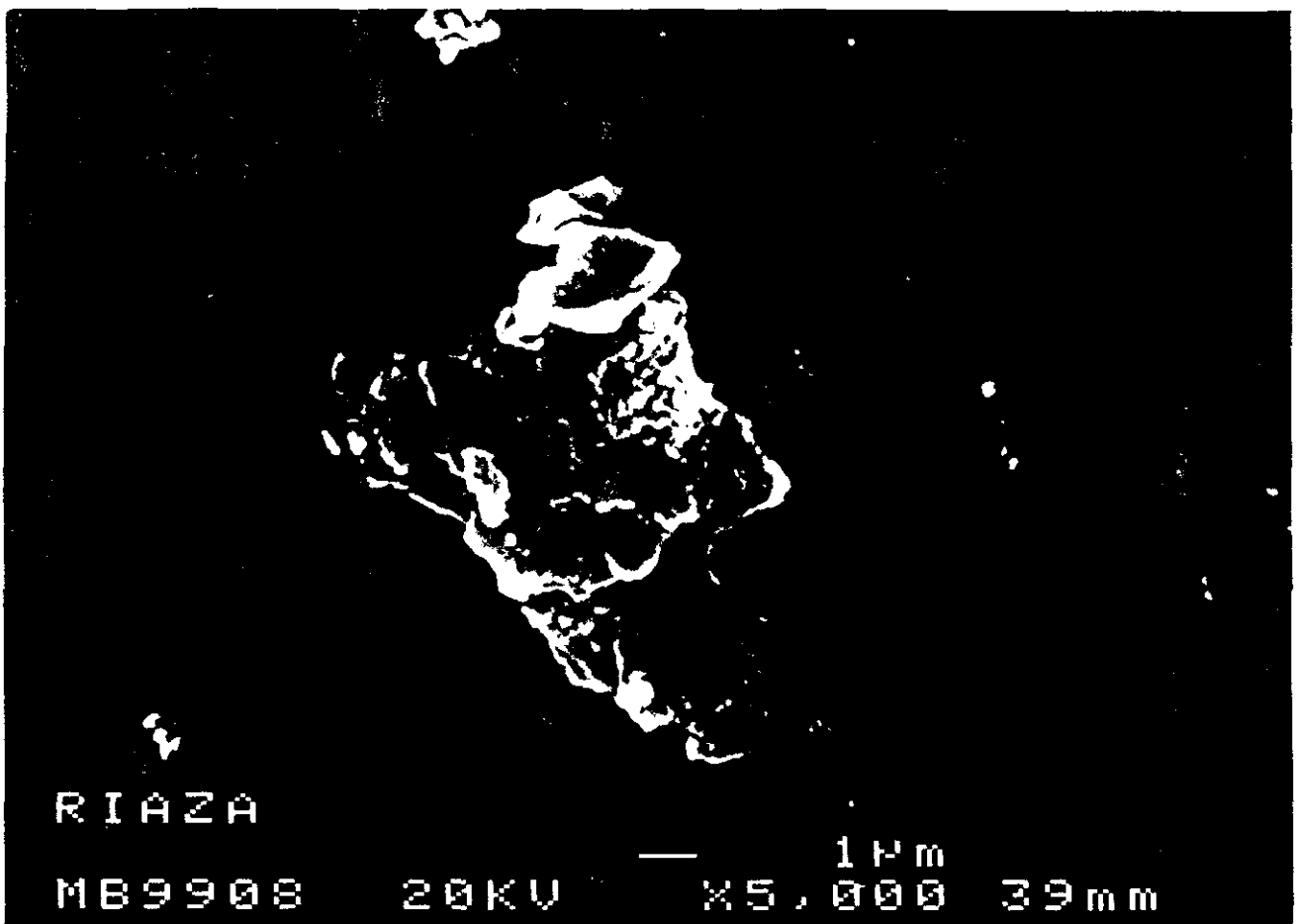


Foto 78

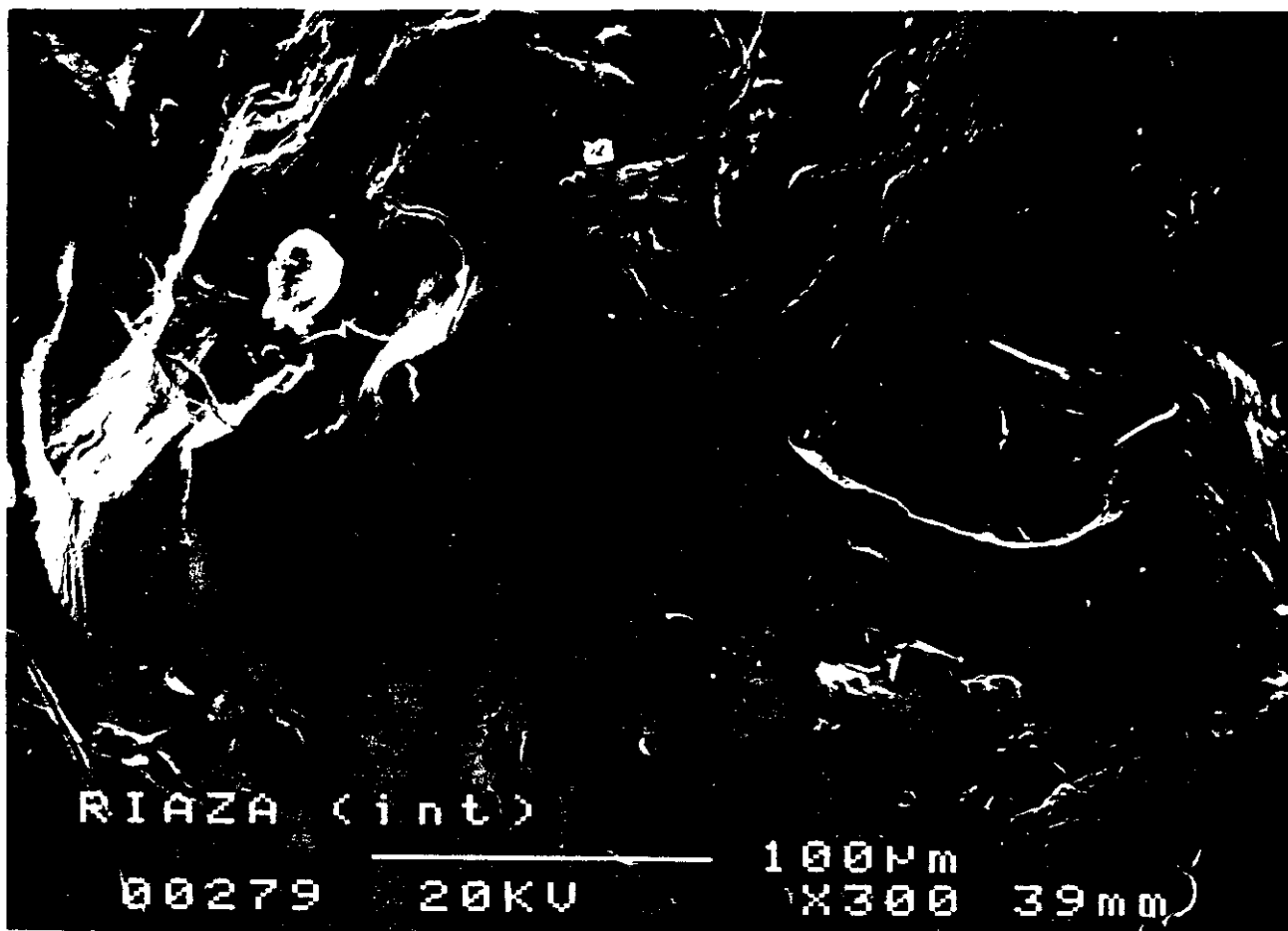


Foto 79

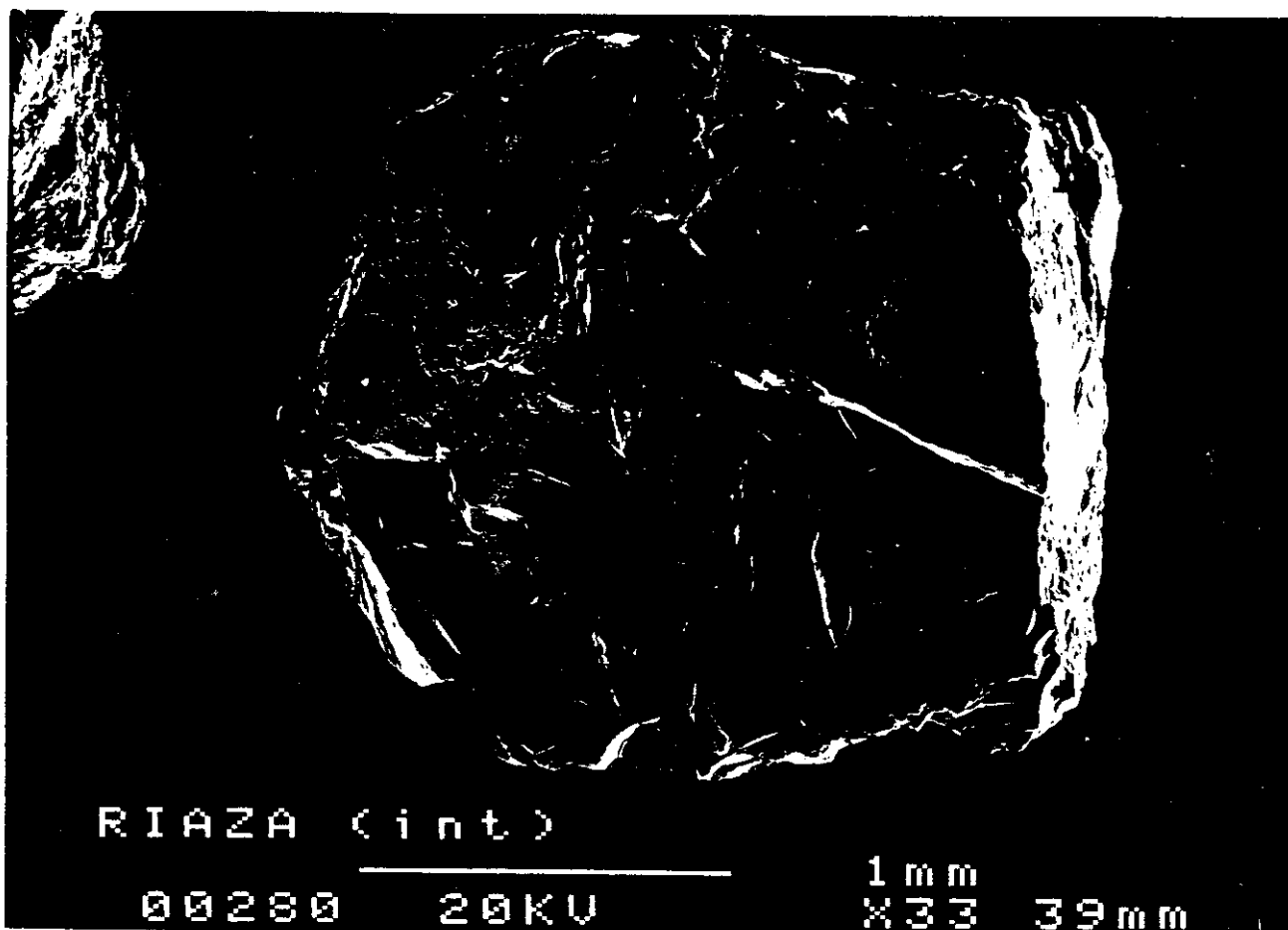


Foto 80

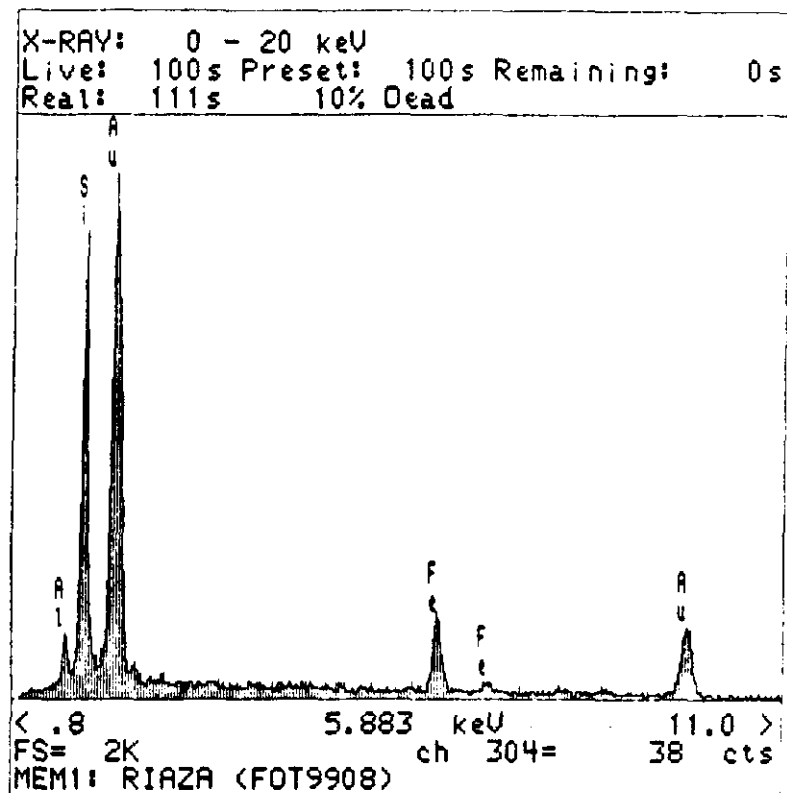


Figura 5.21 Difractograma correspondiente  
a la foto 78



De la **Foto 81** se hacen, en principio, dos microanálisis de esta muestra, que hemos llamado *Riaza 1*, en un punto concreto, donde las "escamas" son más aparentes, y el espectro de *Riaza 2* de la totalidad de la imagen.

En ambos casos, pero más aún en el segundo análisis, aparece bastante Cl, tanto en su radiación  $K\alpha$  como  $K\beta$ . Por ello, se realiza un tercer microanálisis con detección de elementos más livianos, para ver si existe carbono.

Las muestras *Riaza 1* y *Riaza 2* apenas dan Al, pero sí Si. Los órdenes decrecientes de elementos son:  $Si \gg Cl > Na > Al > \text{otros}$ .

La muestra *Riaza 3* da más Cl, C y O. Las relaciones serían:  $Si \gg C > O > Cl = Na > K > Al$ . En *Riaza 3 bis* aparece Si, Al, Cl, Fe, Ca y K.

Los espectros *Riaza 1*, *2* y *3* y *3 bis* están representados en las Figuras 5.22, 5.23, 5.24 y 5.25 respectivamente.

En definitiva, la sustancia que parecía caolinita tiene que ser algo orgánico.

En la **Foto 82**, también conviene resaltar la aparición de un granulado de base sobre las superficies mecanizadas que pudiera ser originado por las flores de sílice, que también se sobreponen a los minerales de neoformación, con cristales euhedrales. Las grietas también poseen el granulado, que parece ser muy reciente.

Las acanaladuras de fracturación también son bien nítidas. El tamaño del granulado es de aproximadamente  $0,2 \mu m$ ; el aspecto es vítreo, luego podría tratarse de un ataque previo a la cristalización.

La **Foto 83**, es una vista de detalle de la parte supuestamente atacada que, como se ve a  $< 2.000 X$  no presenta el ataque químico de la muestra del S. Más bien parece como si se hubieran vaciado ciertos cubos o prismas de otras sustancias, dejando la marca o huellas. También aquí existe el granulado de la superficie.



Foto 81

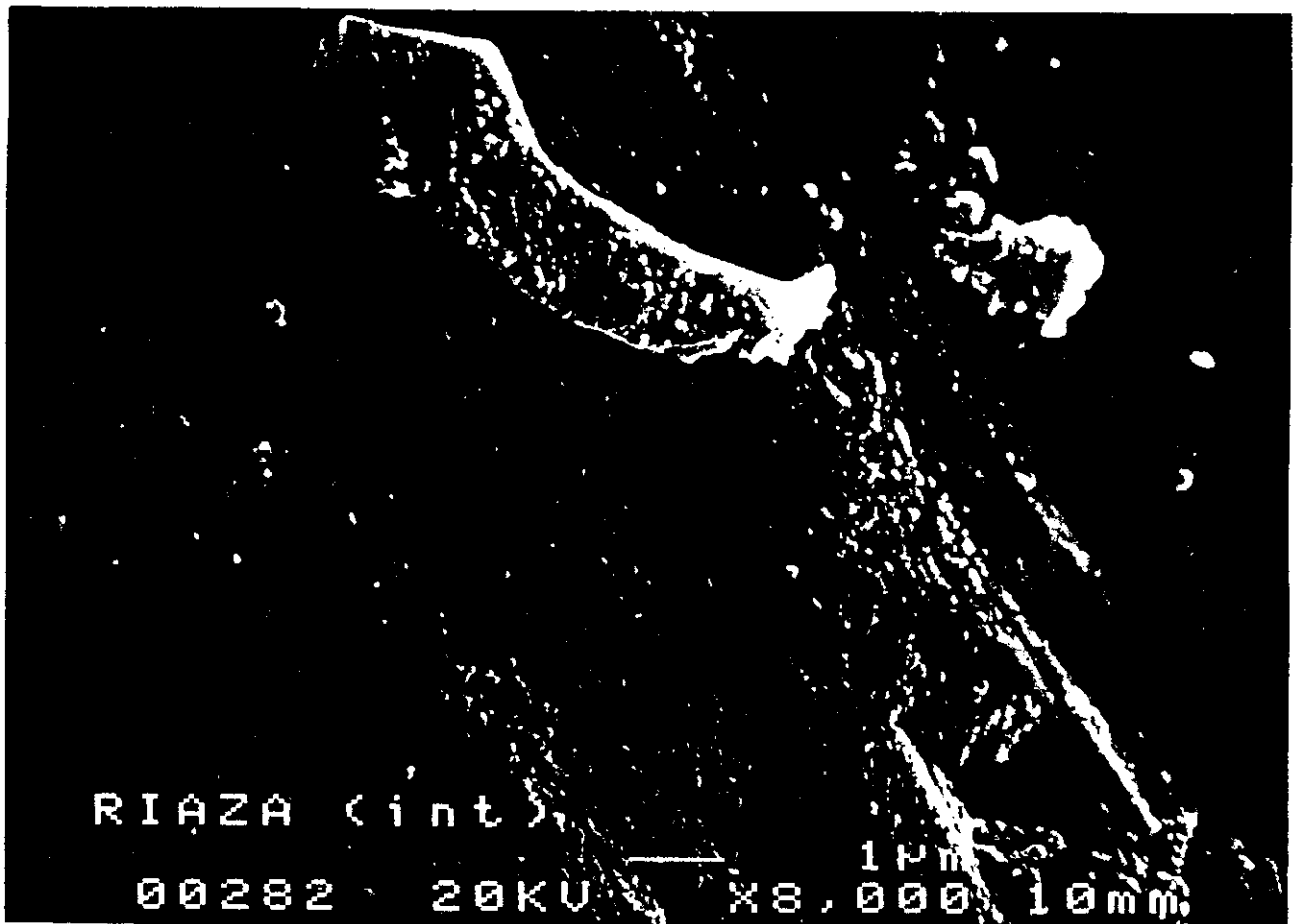


Foto 82

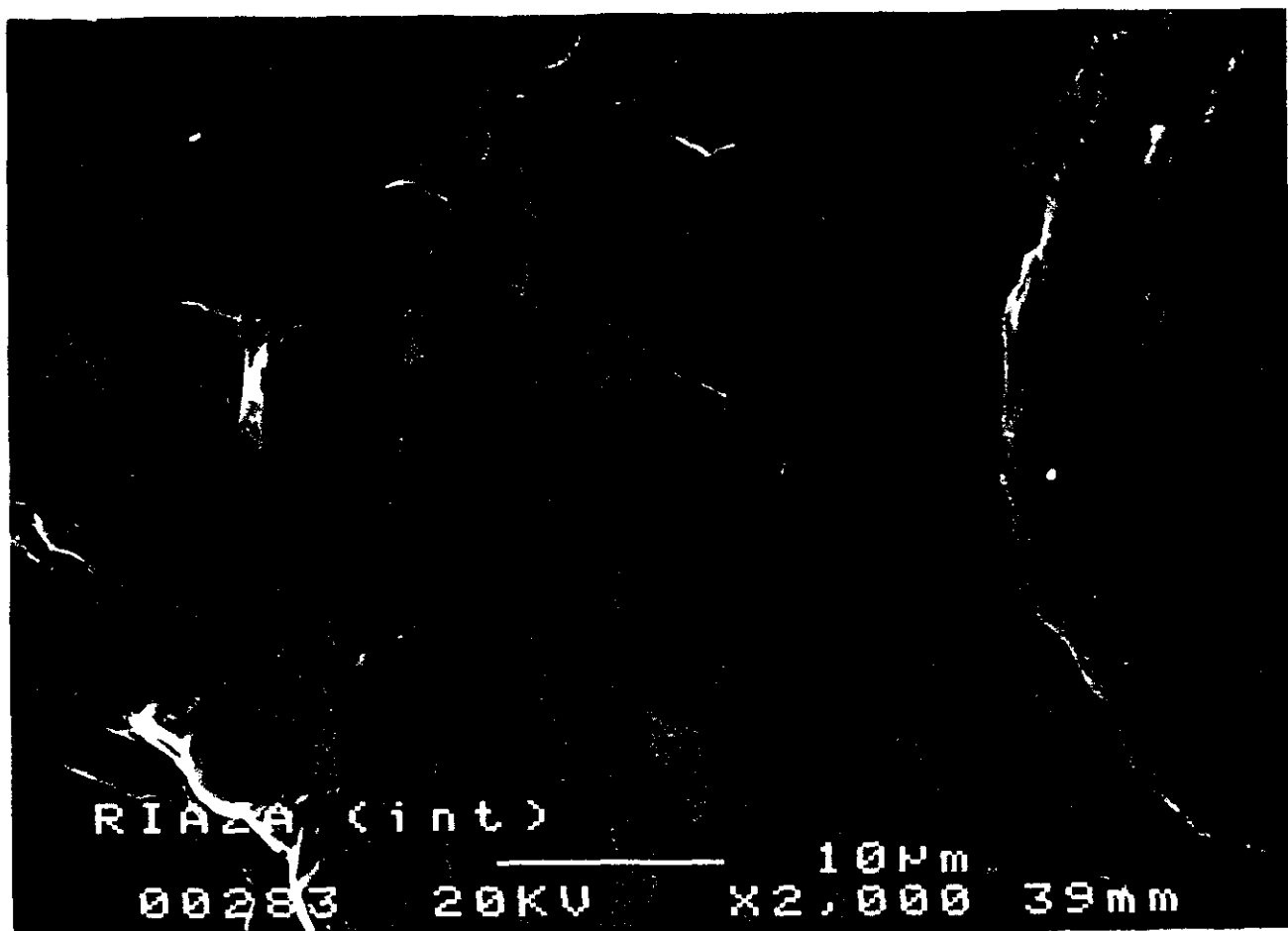


Foto 83

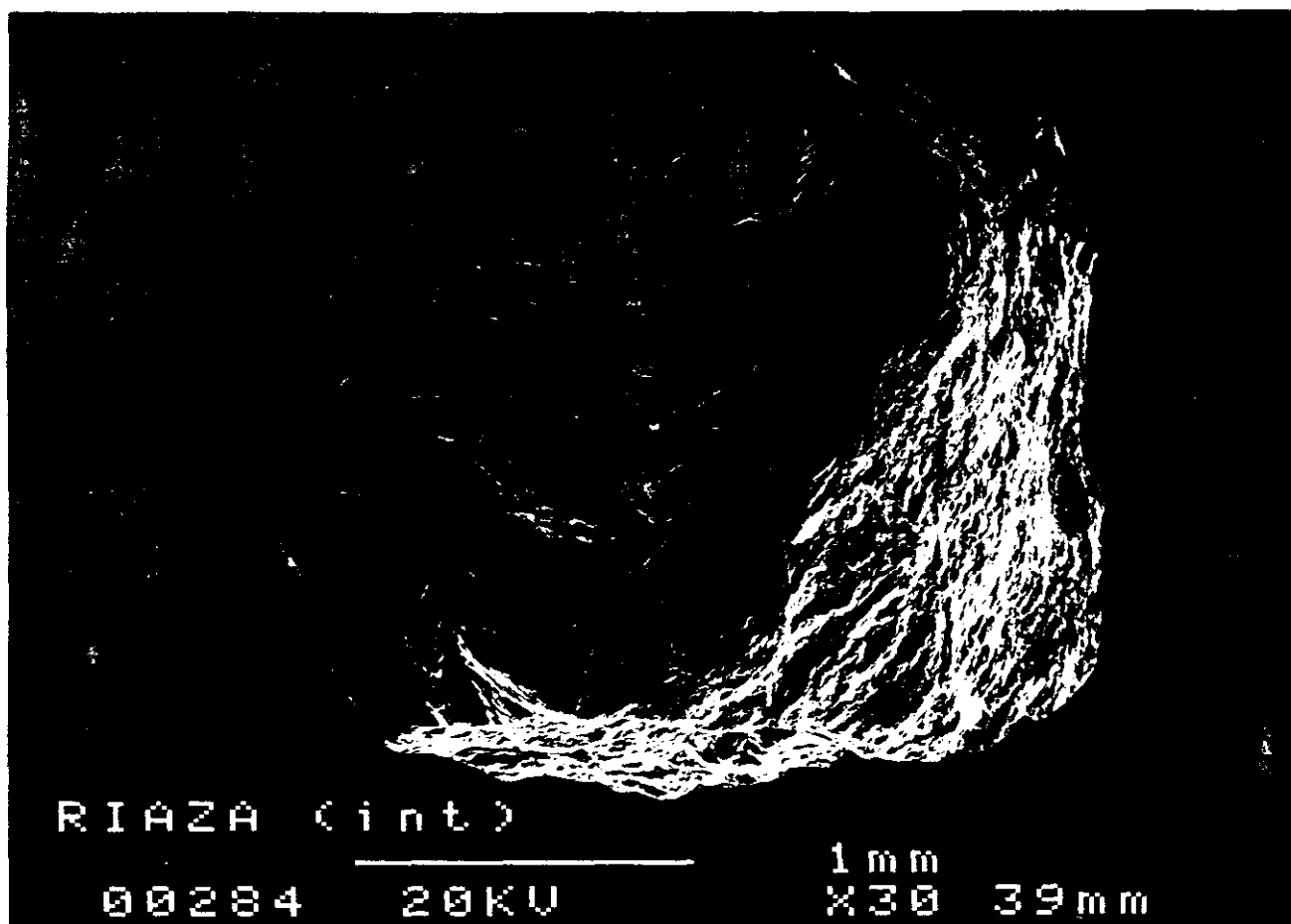


Foto 84

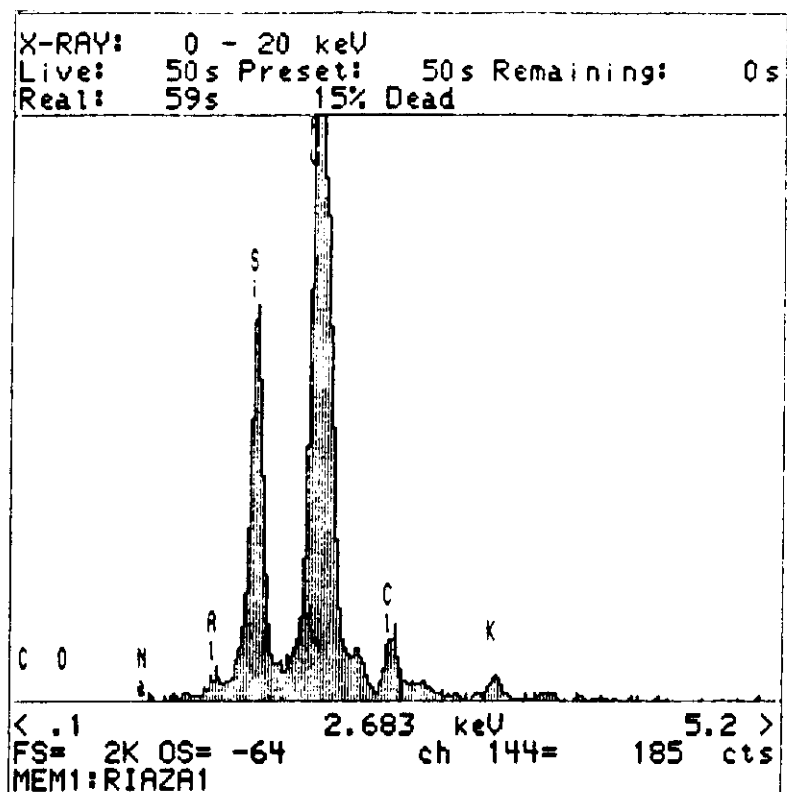


Figura 5.22 Difractograma correspondiente  
 a la foto 81

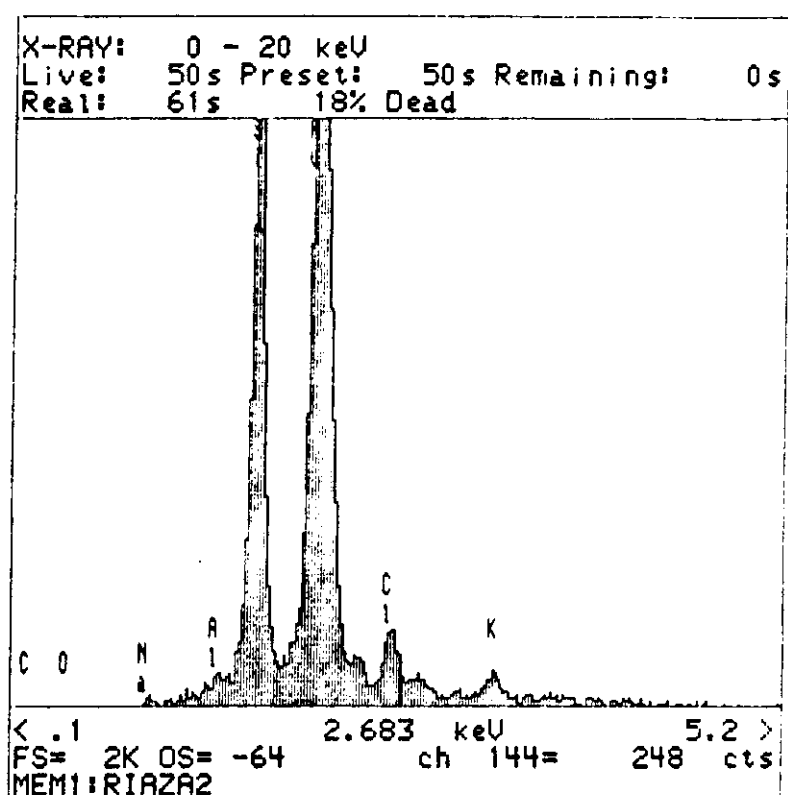


Figura 5.23 Difractograma correspondiente  
 a la foto 81

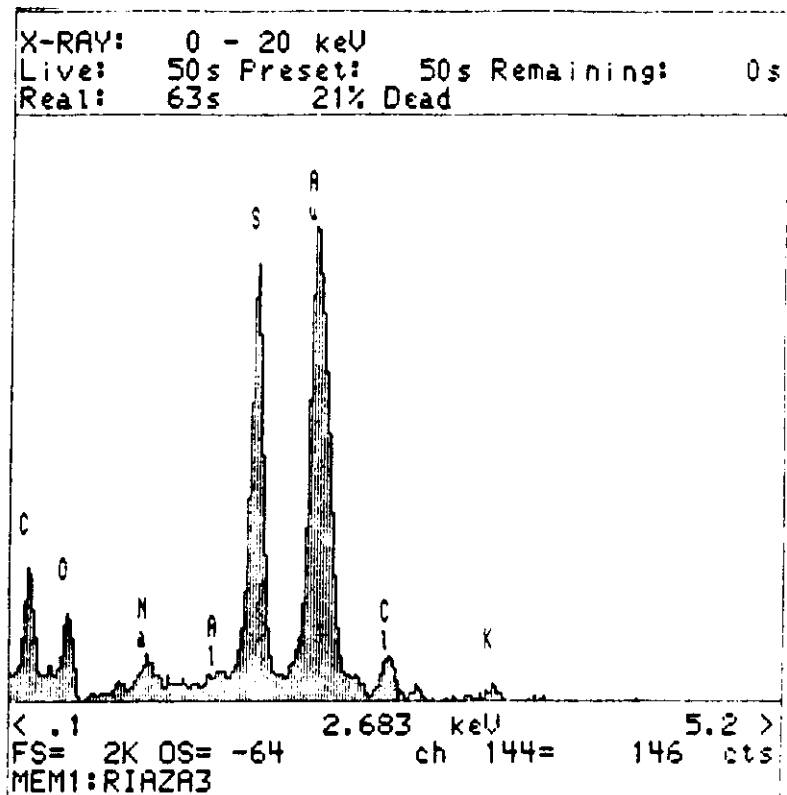


Figura 5.24 Difractograma correspondiente  
 a la foto 81

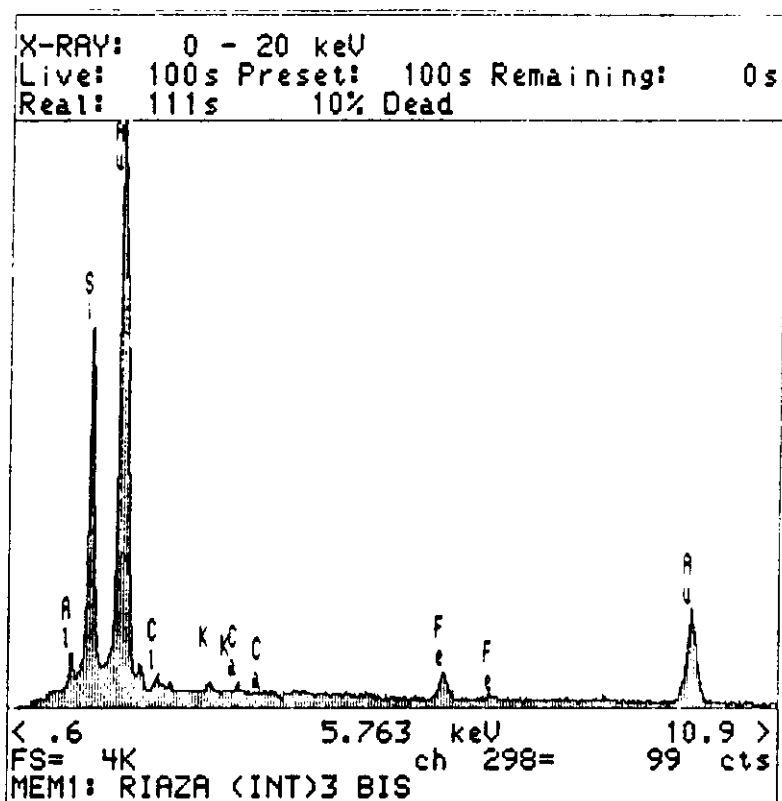


Figura 5.25 Difractograma correspondiente  
 a la foto 81

La **Foto 84**, es la vista general de otro grano anguloso subanguloso. Se aprecia mesetas y caras superpuestas, siendo, por su aspecto general, submecánico.

En la **Foto 85**, se ve barquilla en la superficie, semejante a las vista en el S. de  $1/2 \mu\text{m}$  de tamaño.

En el microanálisis Figura 5.26 vuelve a dar, como en otros realizados, un predominio absoluto del Si, seguido a una larguísima distancia por otros elementos, siempre muy minoritarios. Llama la atención la presencia, aunque escasísima, de Cl. Se consideró incluso una posible contaminación por sal. Pero en ese caso, debería haber casi igual cantidad de Na, lo que realmente no se pudo apreciar en los microanálisis efectuados.

La **Foto 86**, es otro detalle del mismo grano, con V mecánicas que demuestra el origen fluvial.

Como en el primer grano, también aquí se notan los dos tipos de superficies, la mecánica, más la supuestamente atacada, y que no lo está realmente.

La **Foto 87**, es otro detalle con pirámides ("triángulos") de disolución. Se ve uñadas por arrastre-fricción con otros granos; igualmente existen mesetas con gran cantidad de cristales subhedrales de cuarzo. Son los típicamente fluviales. En los escondrijos aparecen cristales en forma de aguja, a modo de drusas, con  $\text{Si} > \text{Al} > \text{Fe}$  Figura 5.27.

En otras superficies, glóbulos minúsculos,  $< 1 \mu\text{m}$ , de sílice. Sobre la superficie rota, con fracturas concoideas más escalones subparalelos.

La **Foto 88**, reúne dos ámbitos totalmente diferentes: con cristales de neoformación a la izquierda y sin ataque a la derecha. Grietas fuertes. Escalones. En el resto del grano: numerosísimas V de choque. Grietas y tripletes de grietas.

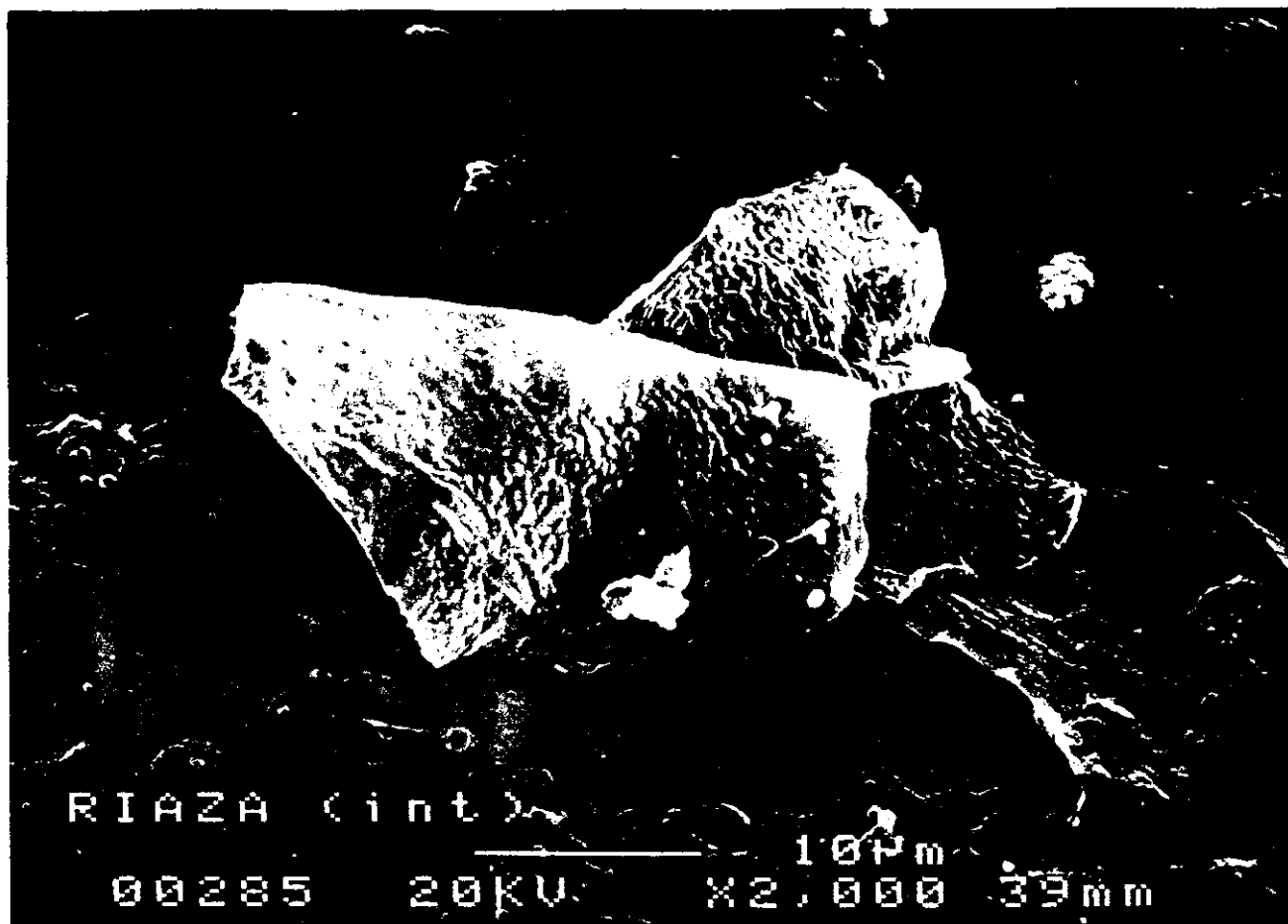


Foto 85

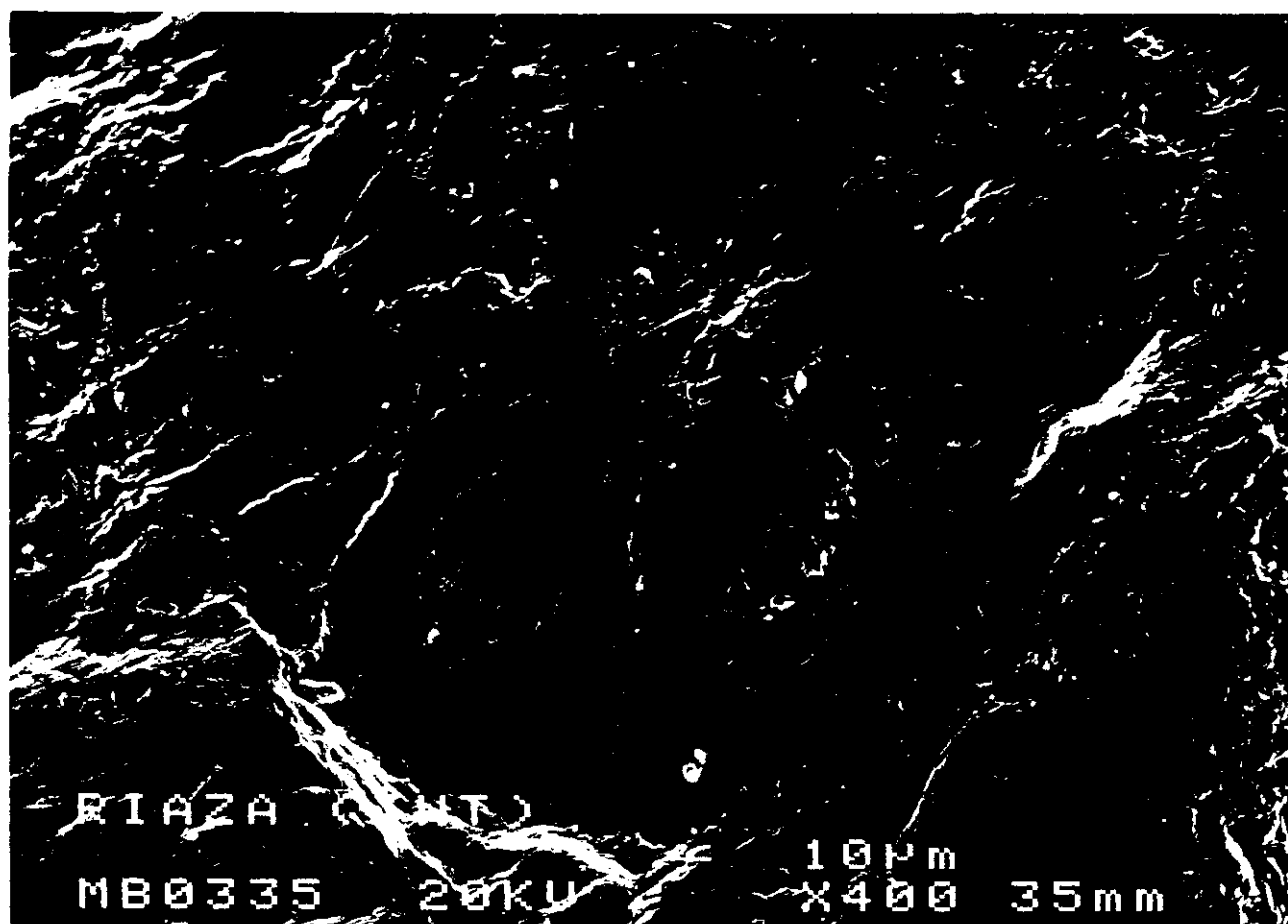


Foto 86

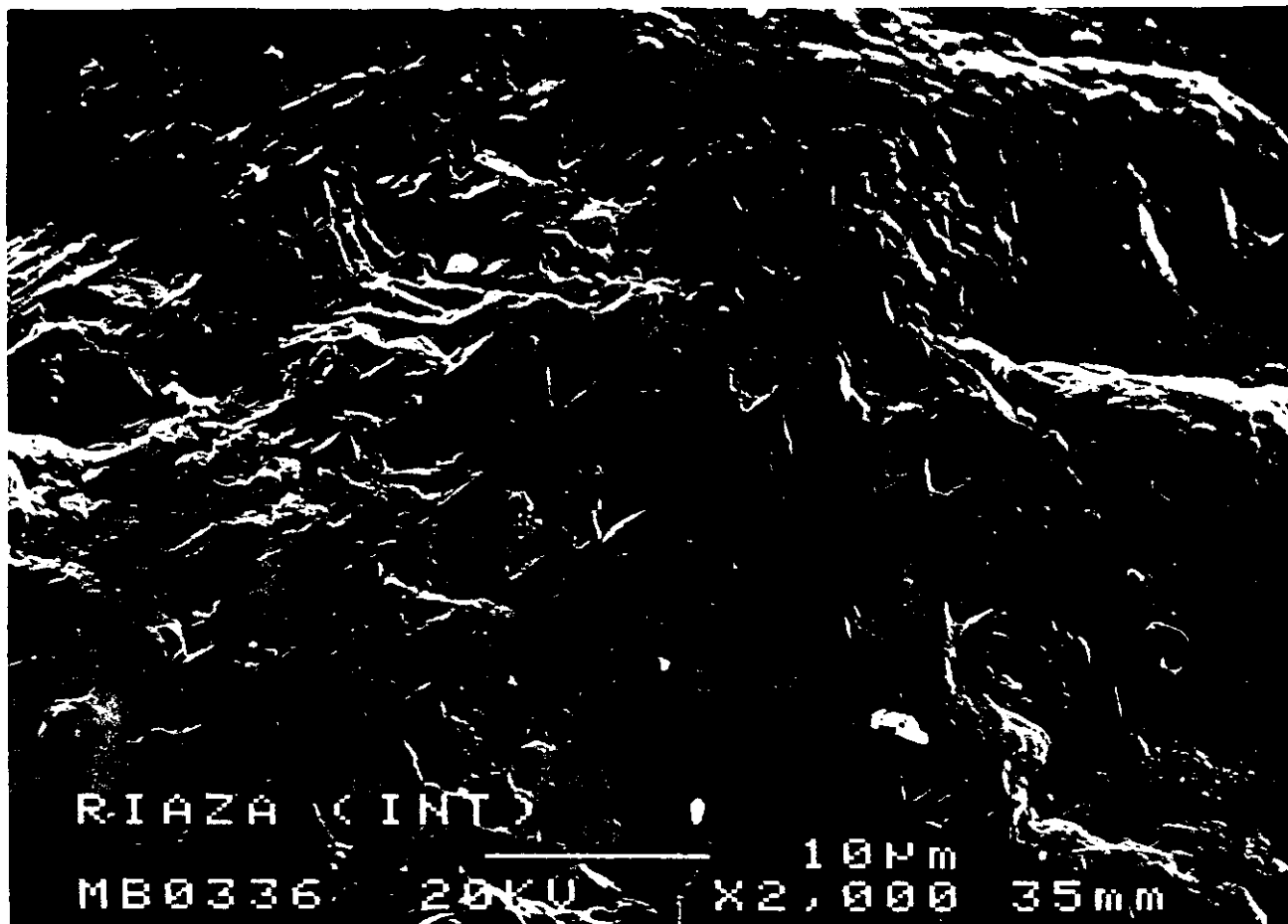


Foto 87

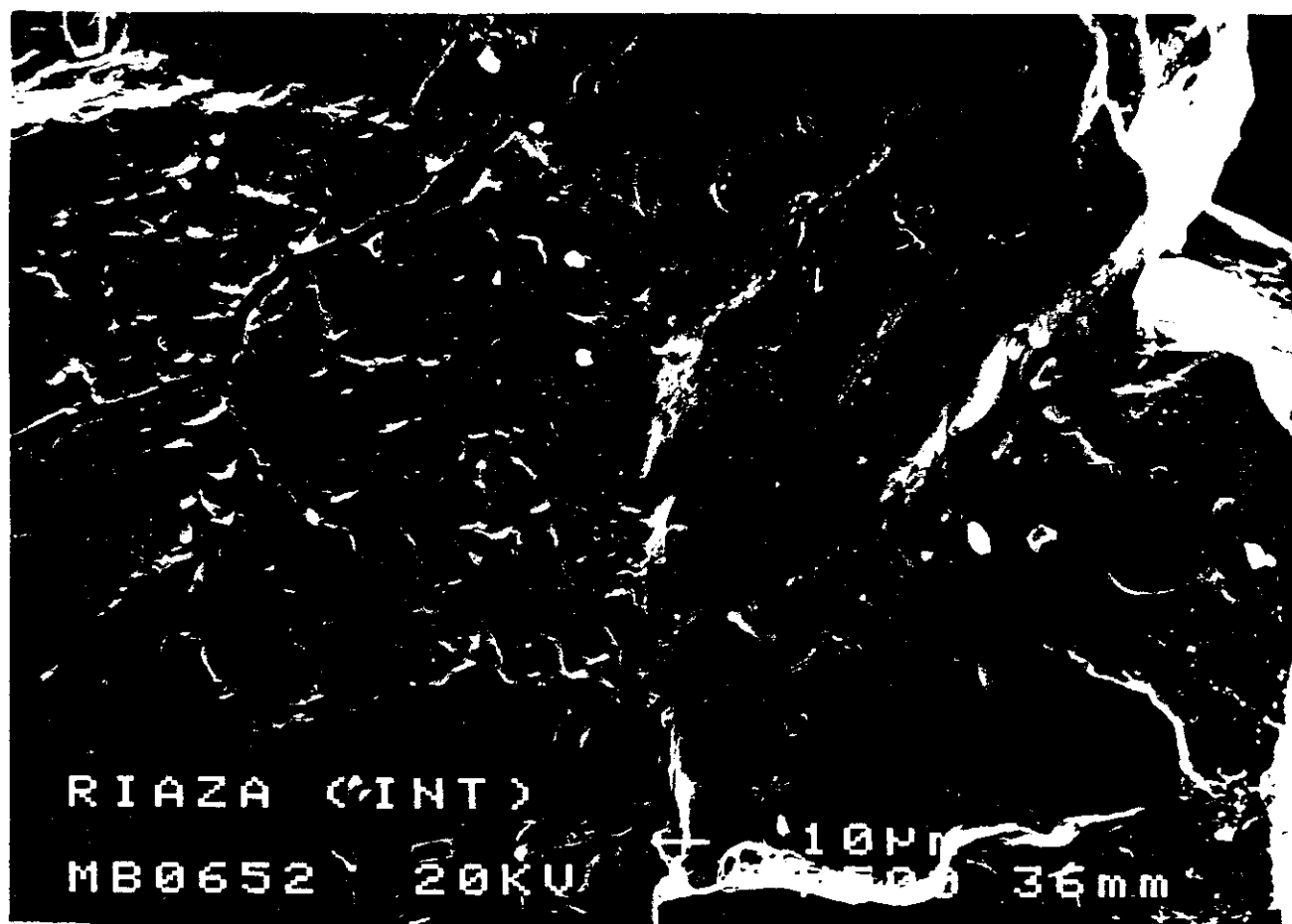


Foto 88



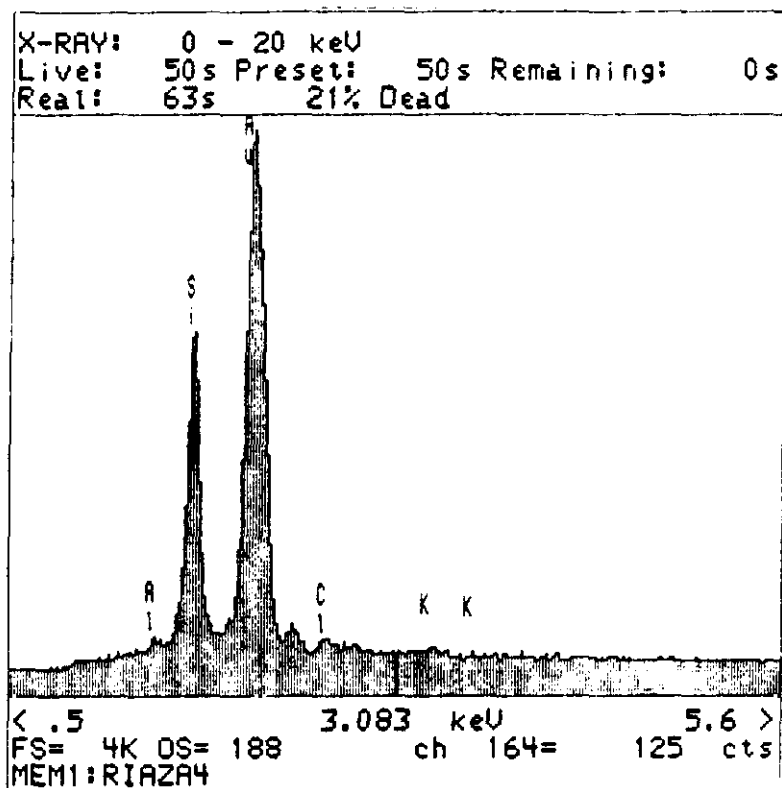


Figura 5.26 Difractograma correspondiente  
a la foto 85

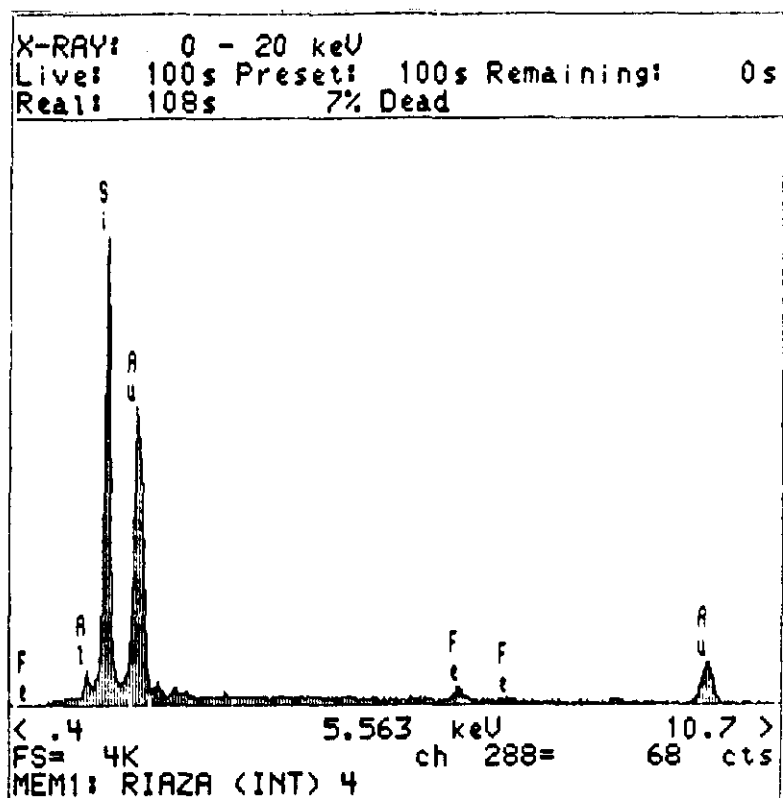


Figura 5.27 Difractograma correspondiente  
 a la foto 87

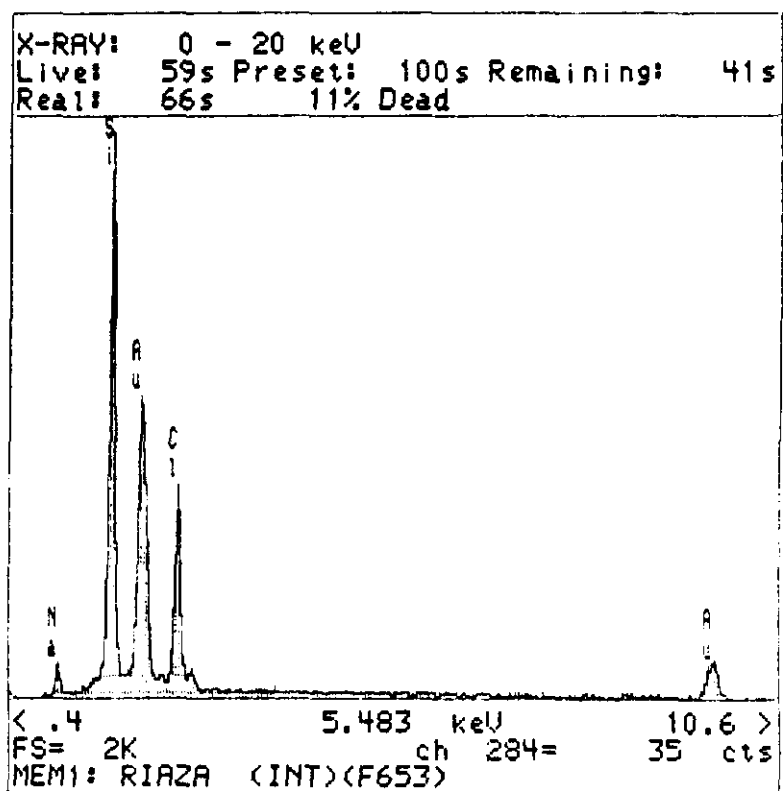


Figura 5.28 Difractograma correspondiente  
 a la foto 89

La Foto 89, pertenece al detalle de otro grano totalmente anguloso. Se ve que existen numerosas huellas de fracturación mecánica más ciertos pequeños huecos débiles al ataque químico edáfico. Por contaminación, destacan los cristales cúbicos de  $\text{ClNa}$ , identificados doblemente en el espectro Figura 5.28. Triángulos de disolución más "V" mecánicas. Escalones semiparalelos.

#### V.3.5. Gascueña (Guadalajara)

Lo más destacado es la presencia de dos poblaciones, dada la diferencia entre unos granos frescos, con ruptura mecánica muy nítida, frente a otros con fuerte impronta química.

La Foto 90, es un grano subredondeado con muestras de fragmentación mecánica más cristales adherentes. Existen huellas de ataque químico (triángulos de disolución) sobre los que se han instalado cristales hexagonales, y tabiquillos por el "peeling" de un revestimiento del grano.

La Foto 91, es un detalle del grano anterior en el que podemos ver que en ciertos lugares parece como si se hubiera revestido el grano y luego la capa superficial hubiera sido rota por diferencias de contracción, generando los labios de una herida. A gran detalle se observa que existen triángulos de disolución con glomérulos de diámetro en torno a  $0,5 \mu\text{m}$ , posiblemente de amorfos de sílice.

En los granos de clara diagénesis química se puede establecer la siguiente secuencia cronológica:

- a) superficie de ruptura mecánica
- b) cariado de la superficie por ataque químico importante
- c) revestimiento pelicular a base de cristales en escama de pez (Le Ribault, 1971)



Foto 89

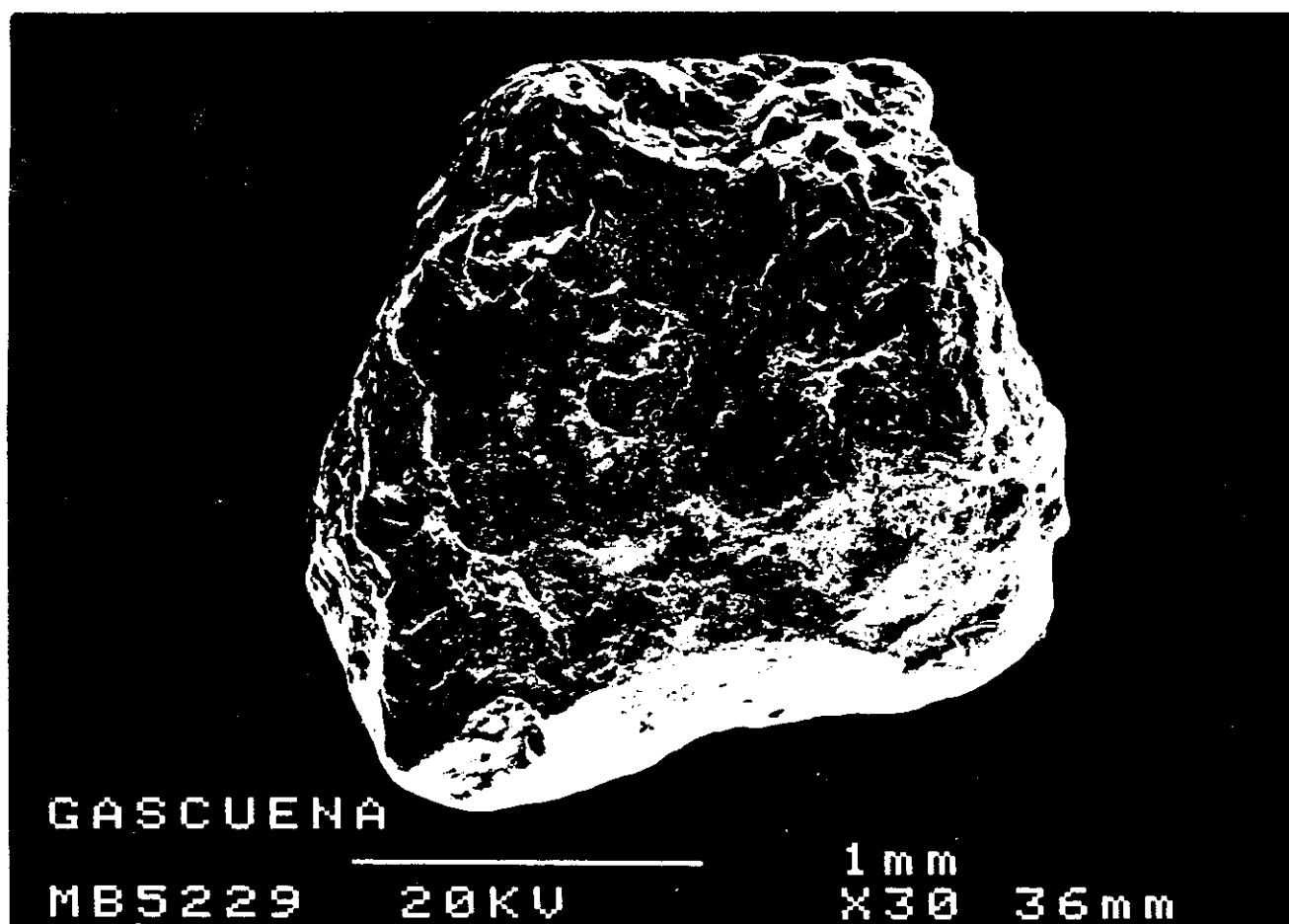


Foto 90

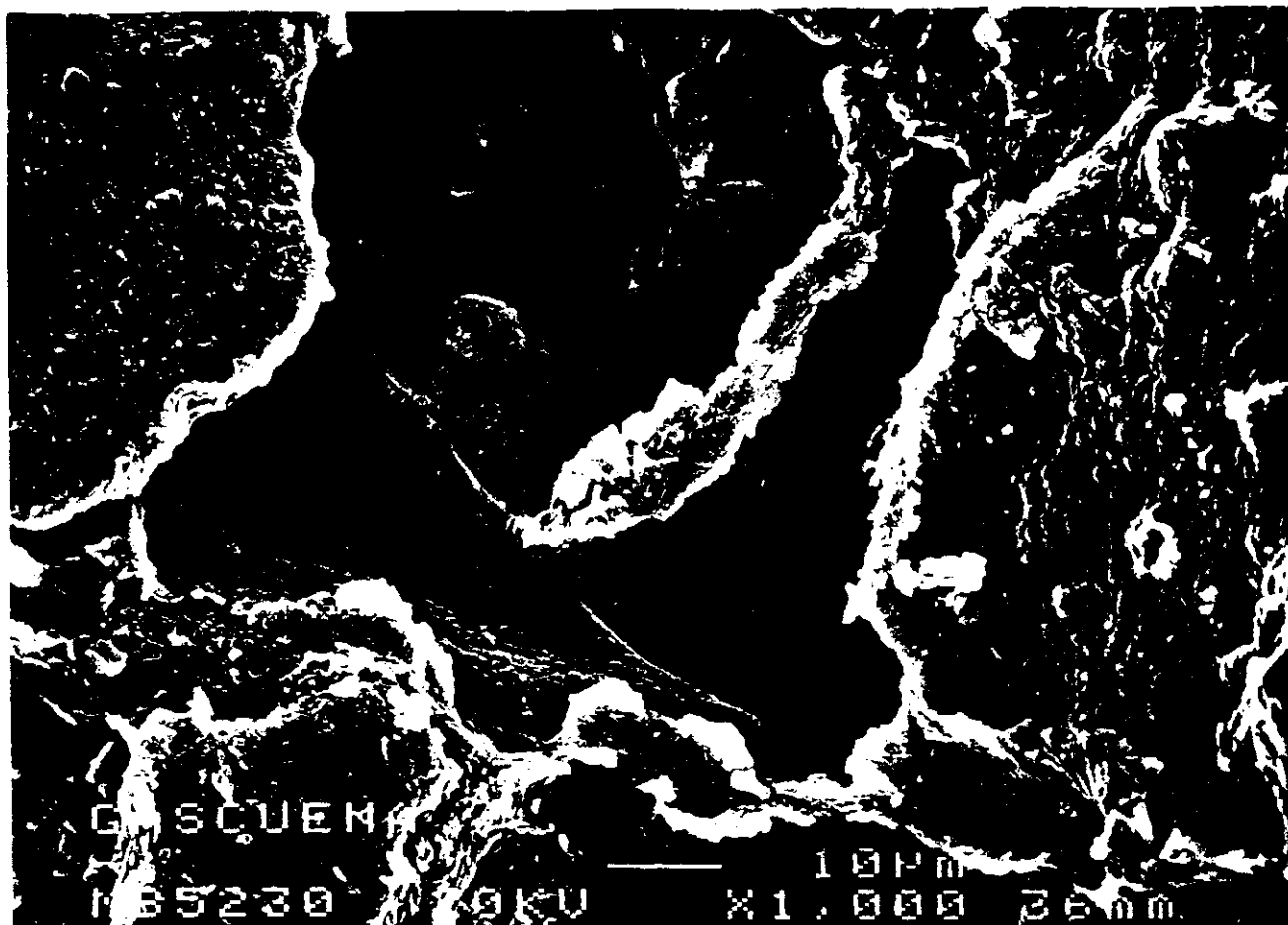


Foto 91



Foto 92

- d) agrietamiento de la película

Todavía existe un conjunto de granos, que bien pudieran considerarse una tercera población, en los que a la frescura de la fragmentación se asocian unos montículos de cristales de filosilicatos de planta estrellada, que recuerdan las dunas "ghourd" o piramidales (Setlow y Karpovich, 1972).

La **Foto 92**, es otro detalle del grano, en el vemos el revestimiento a 4.500 aumentos que presenta claramente la génesis de cristales que ocultan una superficie de fracturación, con ciertas oquedades de alteración.

La **Foto 93**, es otro ejemplo de la abertura del revestimiento que debió cubrir todo el grano.

En la **Foto 94**, hay revestimiento de una película de tipo amorfo. Arriba a la derecha, hay cristales bien formados sobre el conjunto, y todo parece indicar que existen tres etapas sucesivas:

- a) fracturación mecánica
- b) génesis de una cubierta y
- c) ruptura del revestimiento más cristales adheridos, bien formados de tamaño.

En la **Foto 95**, es otro grano que presenta también aspecto general subanguloso, aunque con ciertas aristas. También destacan las superficies lisas con un número indeterminado de cristales adheridos. Al detalle, las fisuras se encuentran totalmente corroidas por ataque químico; los cristales supuestos de neoformación presentan los bordes, aristas y ángulos suavizados por un efecto posterior de ataque.

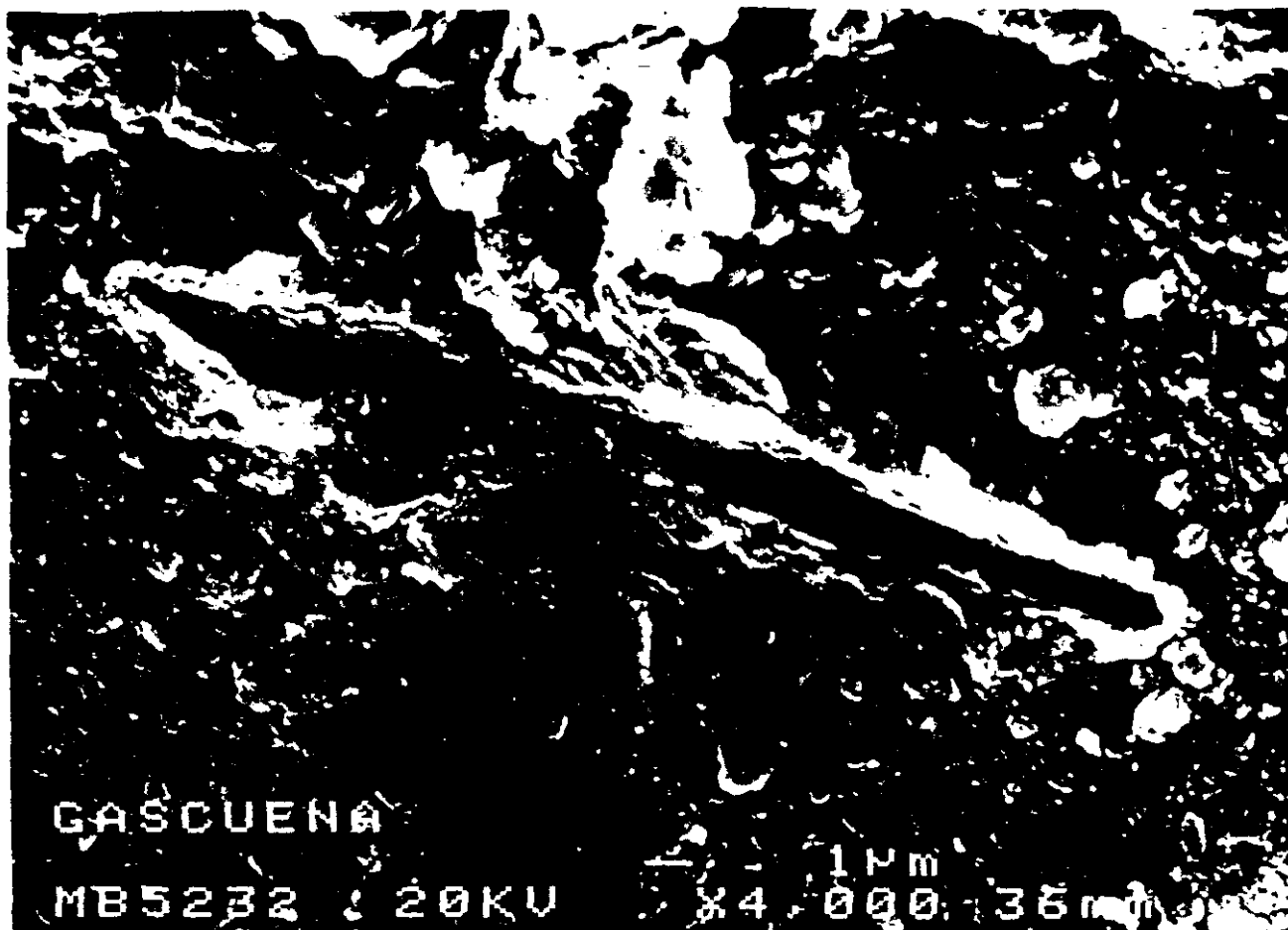
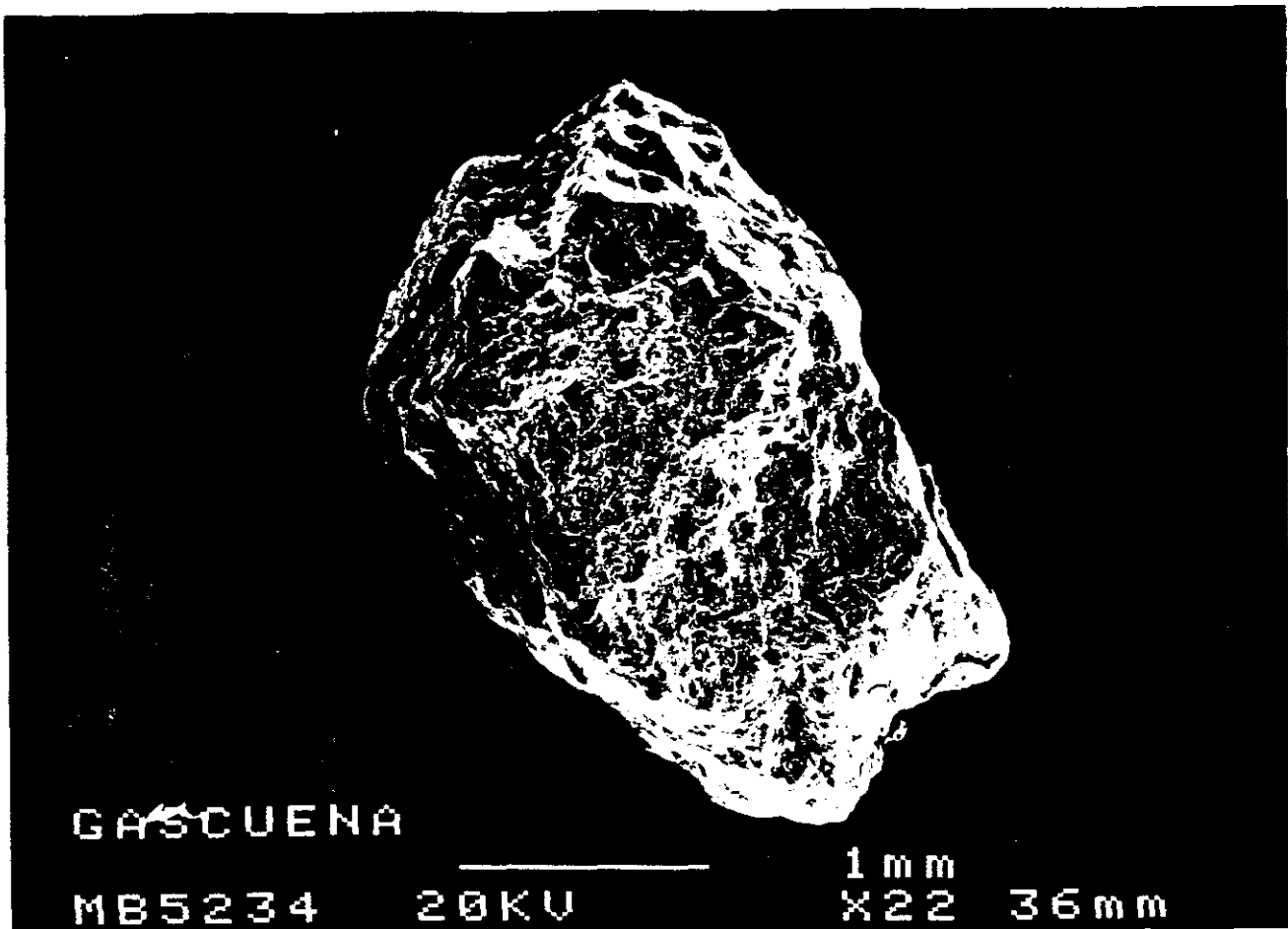


Foto 93



Foto 94



GASCUENA

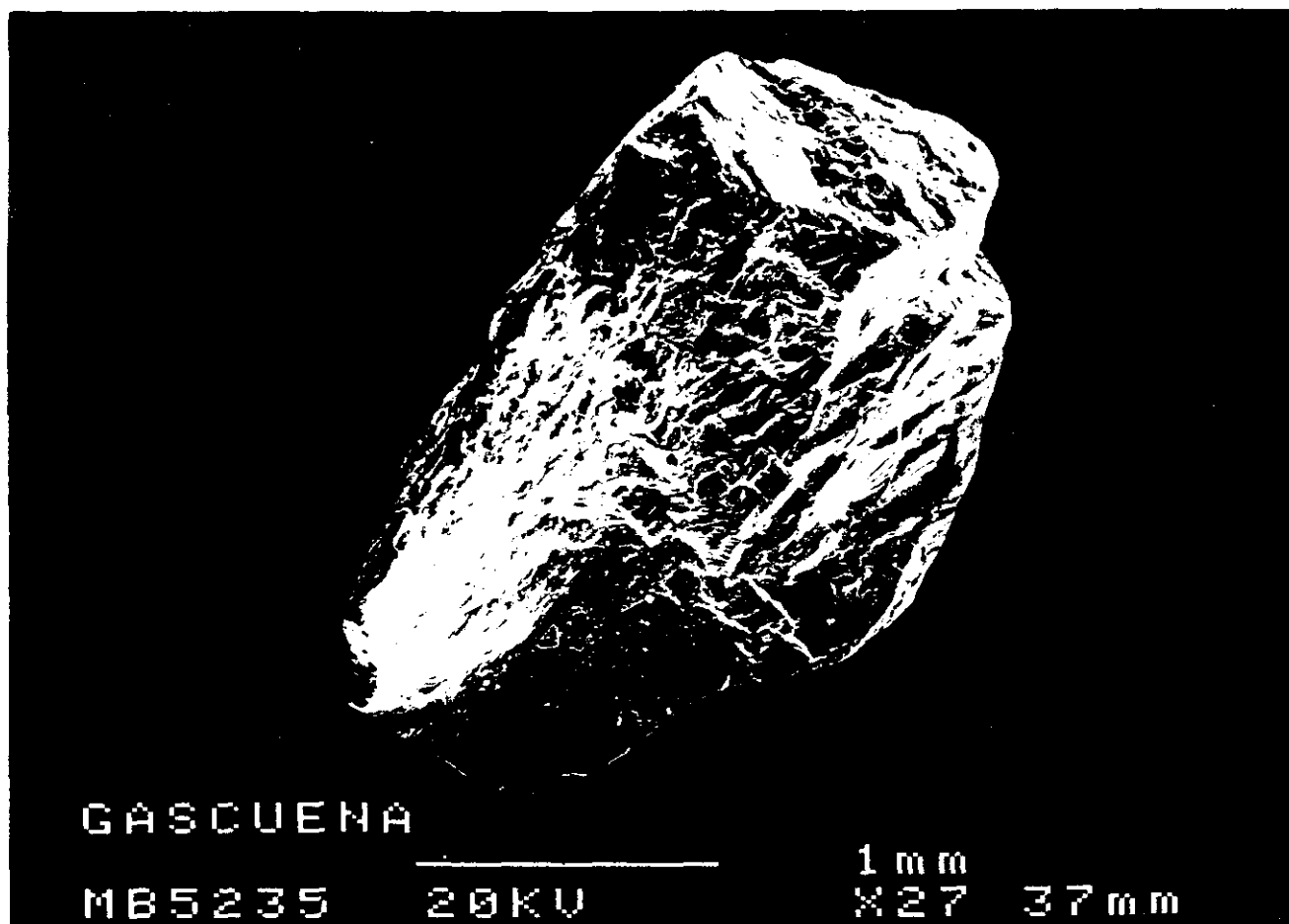
MB5234

20KV

1 mm

X22 36 mm

Foto 95



GASCUENA

MB5235

20KV

1 mm

X27 37 mm

Foto 96



Las caras planas, en detalle, siguen mostrando el revestimiento subcristalino más labios abiertos que dan paso a oquedades triangulares o hexagonales, propios de un sorprendente ataque químico, que deja las superficies de origen mecánico, reducidas a la mínima expresión.

La Foto 96, es otro grano también subanguloso, que presenta numerosas huellas de fracturación mecánica.

La Foto 97, es un detalle del grano anterior, en la que se ve una parte fracturada sin huellas de alteración, con algunos cristales adheridos. El grano tiene un aspecto que da sensación de "frescura".

La Foto 98, corresponde a otro detalle del grano, en el que podemos ver que en ciertos lugares aparecen figuras como estrellas de cristales enhiestos, sin que, aparentemente respondan a un revestimiento que, no pudiendo ocupar la totalidad de la superficie del grano ha tenido que crecer en altura. Se corresponden con las crestas sinuosas de Le Ribault. Aquí, por el contrario, tenemos los cristales levantados sobre la superficie sin revestir donde hay huellas de fracturas concoideas.

La Foto 99, también es otro detalle de la superficie del grano con fractura concoidea, más cristales de filosilicatos de tamaño arcilla (aproximadamente de  $2\mu\text{m}$ ) crecidos en la superficie. Se ven ciertos triángulos de alteración justo debajo de los cristales neoformados.

La Foto 100, es otro detalle en el que se aprecia otra vez huellas mecánicas; fisuras, más triángulos de choque y ataque químico. Sobre ellos existen unos glomérulos de diámetro en torno a  $\approx 0,5\mu\text{m}$ , posiblemente de amorfos de sílice. Todo sugiere que los amorfos son anteriores en el tiempo a los filosilicatos.

#### **V.3.6. Hiendelaencina (Guadalajara)**

La Foto 101, pertenece al conjunto de un grano subanguloso.

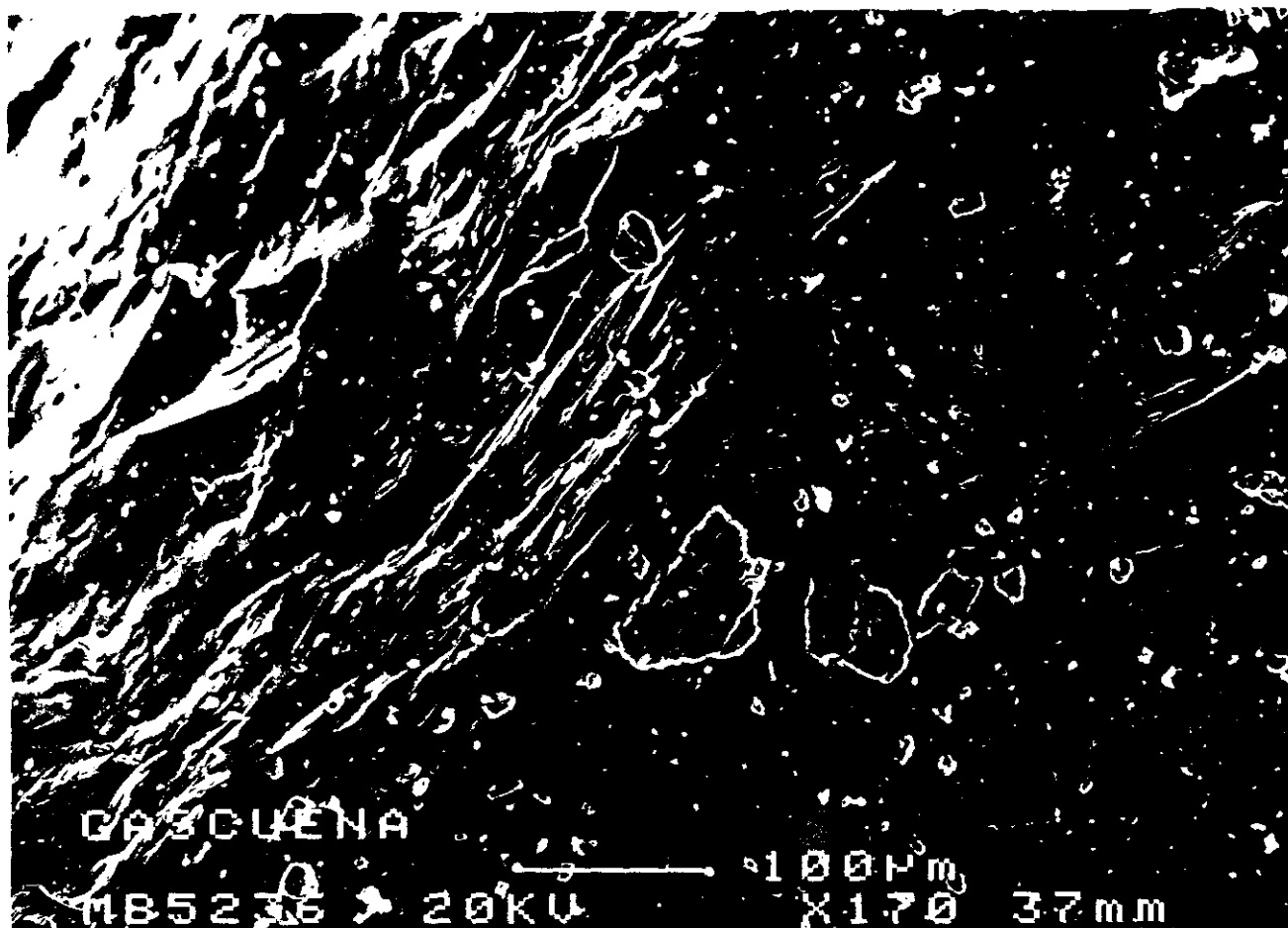


Foto 97

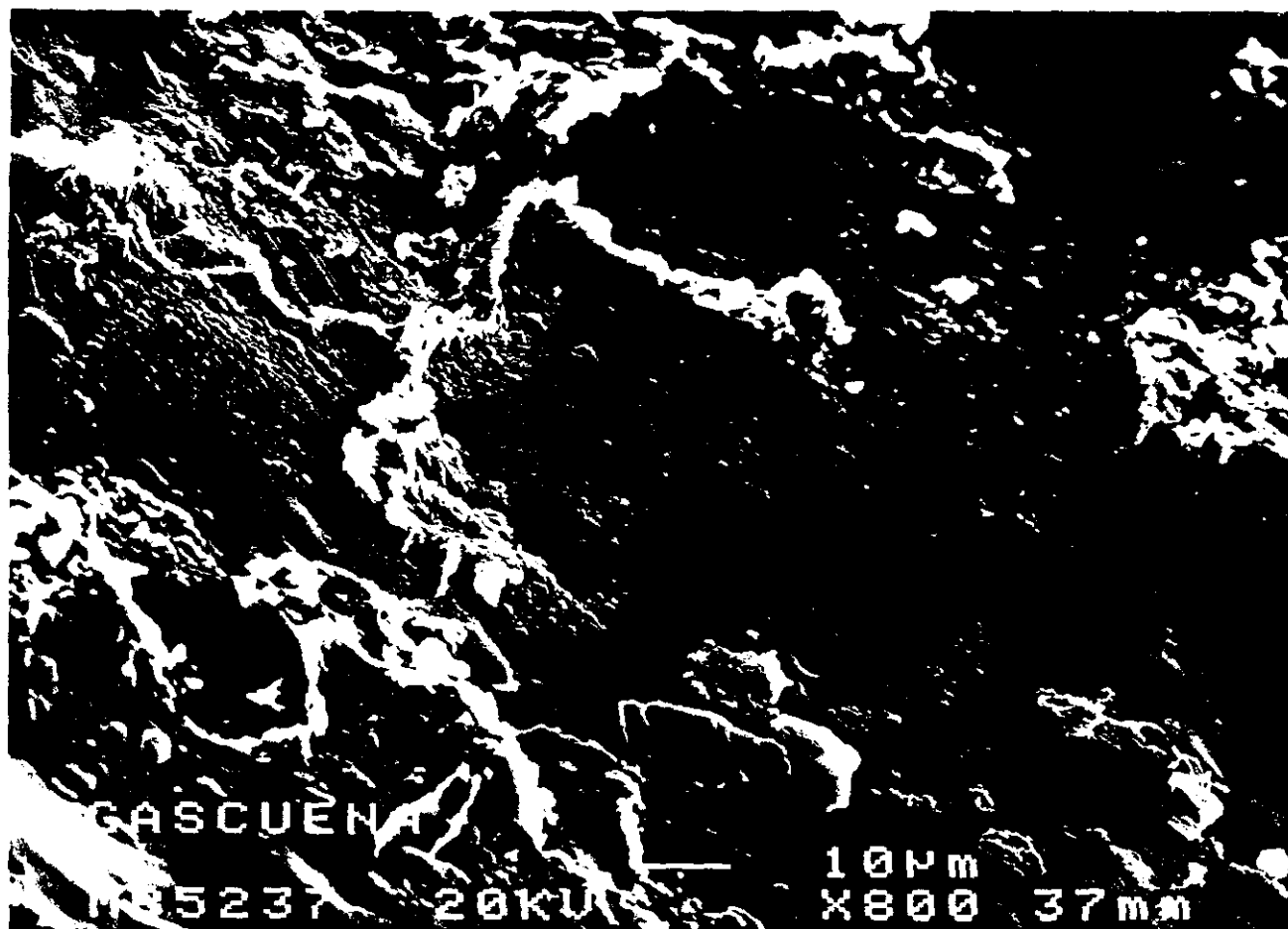


Foto 98

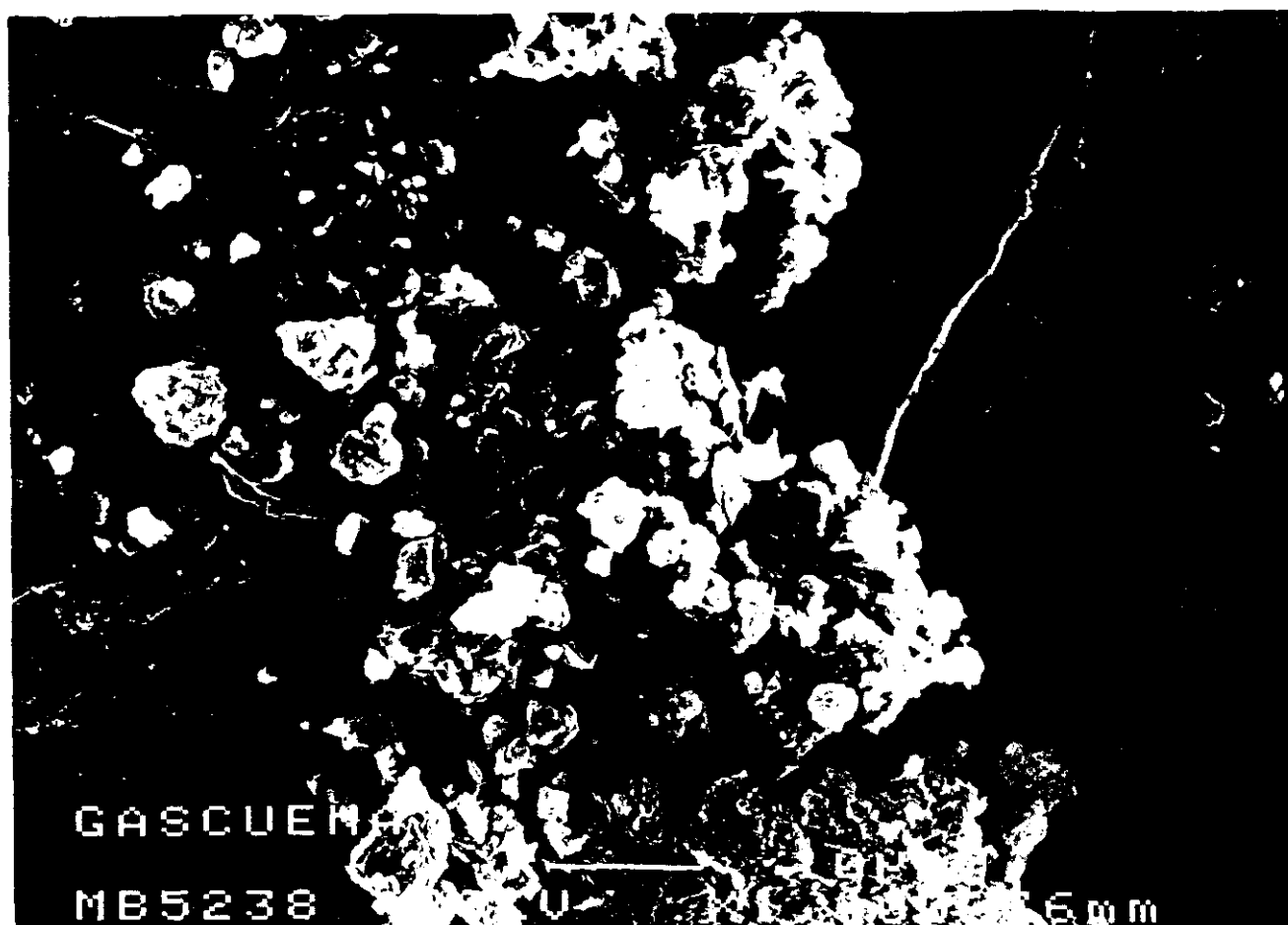


Foto 99

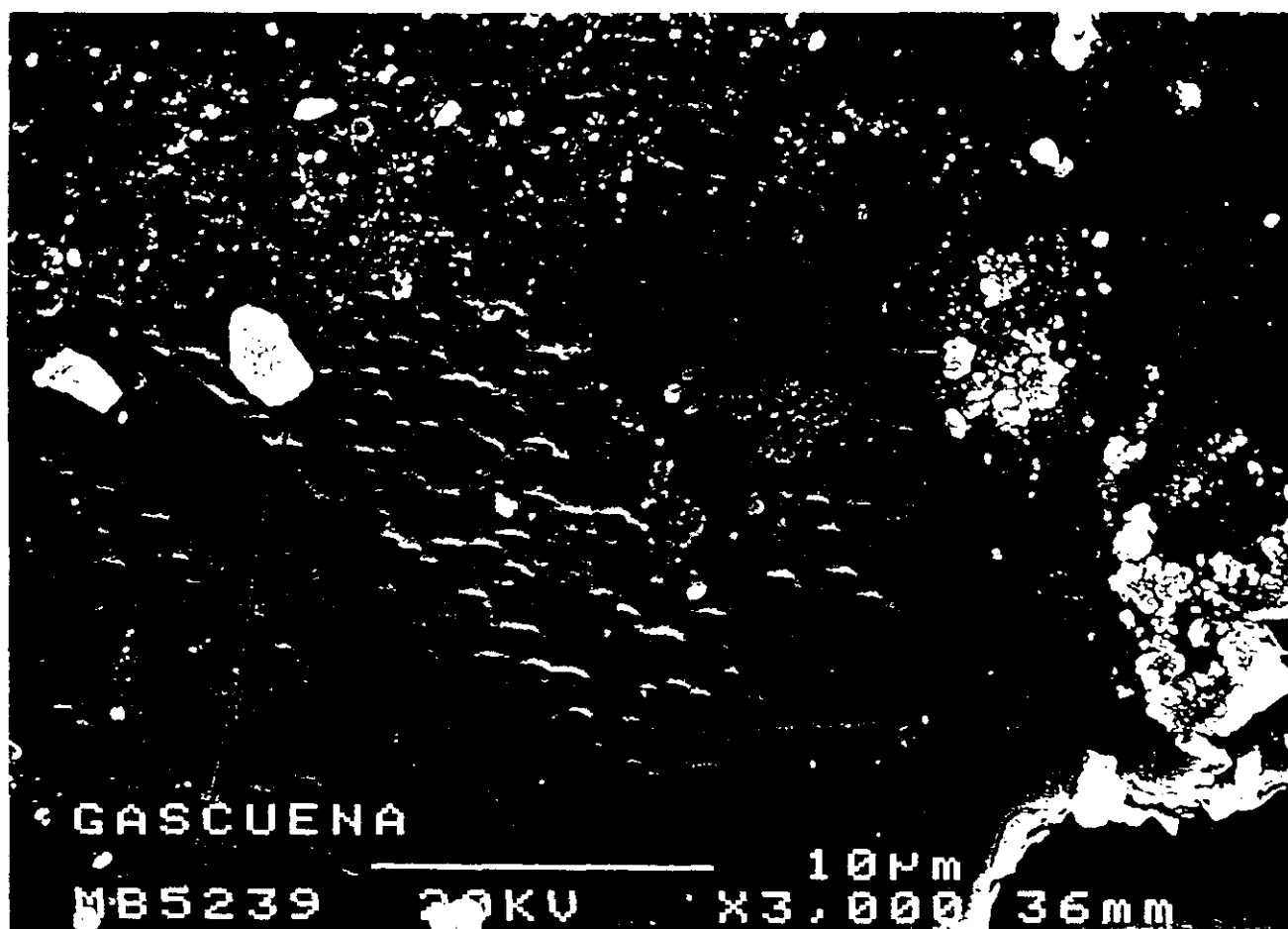


Foto 100

En el centro del grano aparece un cristal hexagonal, cuyo análisis Figura 5.29 origina un espectro de Si, Al más Fe.

Al borde existen unas hojuelas de un filosilicato, cuyo espectro también ofrece un aspecto semejante.

La **Foto 102**, es un detalle del hueco donde también se ven las hojuelas del filosilicato férrico.

La **Foto 103**, es otra huella de un filosilicato (con muy poco aluminio; bastante hierro, y por supuesto, silicio). Se ve que las inclusiones del grano de cuarzo han sido variadas, en la medida en que son más atacables.

El espectro Figura 5.30, corresponde a los filosilicatos del fondo de la oquedad. Si, Al, K y Ca.

Como se en la **Foto 104**, existen numerosas oquedades hexagonales u octogonales. Algún poro también visible. La Figura 5.31, es el espectro que corresponde al filosilicato debajo de la cruz.

La **Foto 105**, corresponde a una oquedad, en la que se ha introducido un grano subredondeado con numerosas huellas de choque ("V" de choque).

La **Foto 106**, es un detalle de la superficie del grano embutido dentro de la oquedad. El espectro de la Figura 5.32 tiene sólo Si.

La **Foto 107**, es un detalle de otro grano subanguloso, que ofrece, por lo general, también oquedades por evacuación de impurezas. Se trataría de inclusiones. Los materiales atacados han dado como resultado un silicato aluminico potásico. En el análisis de la Figura 5.33, se ve que se trata de un feldespató.

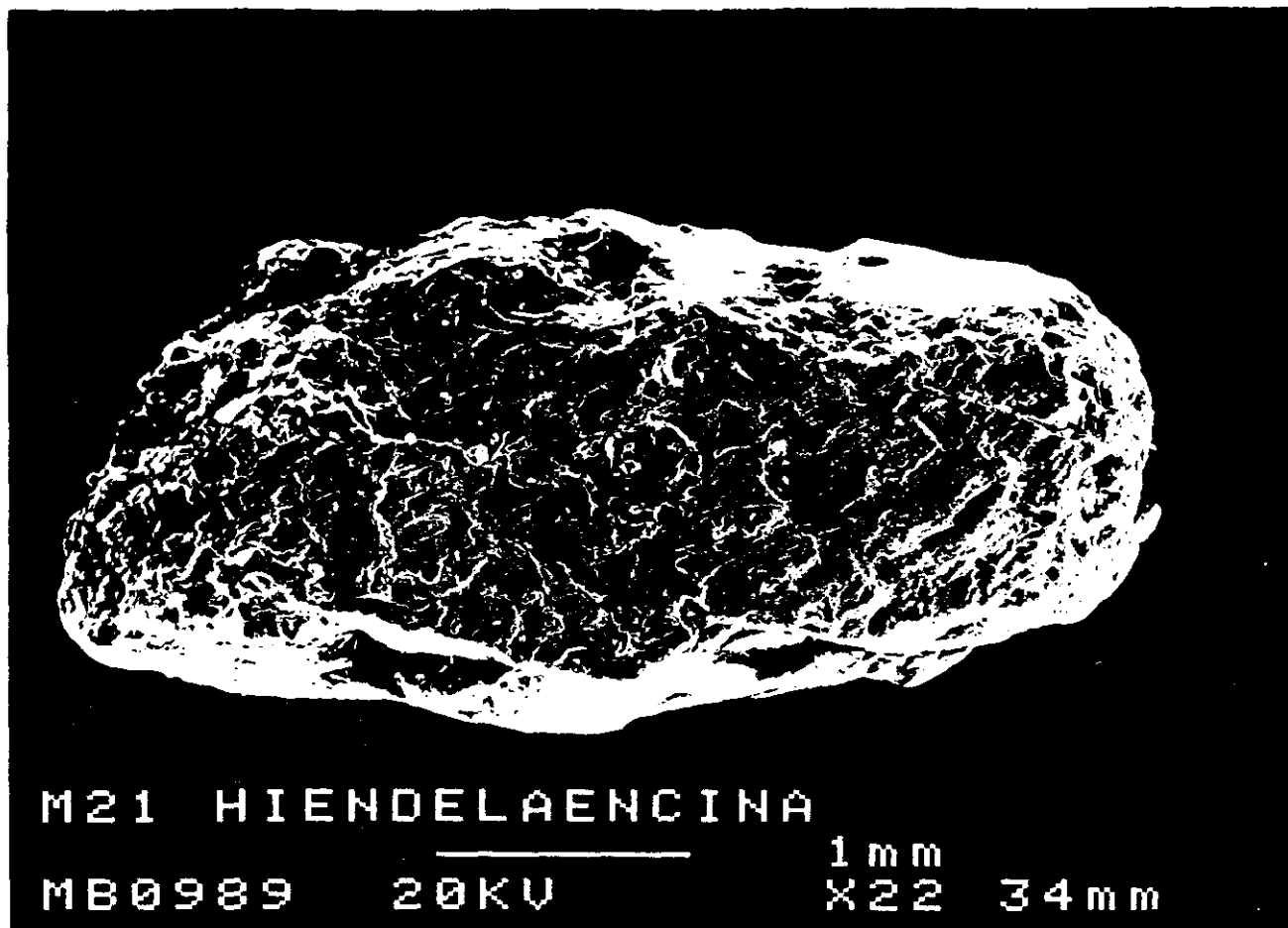


Foto 101



Foto 102



Foto 103

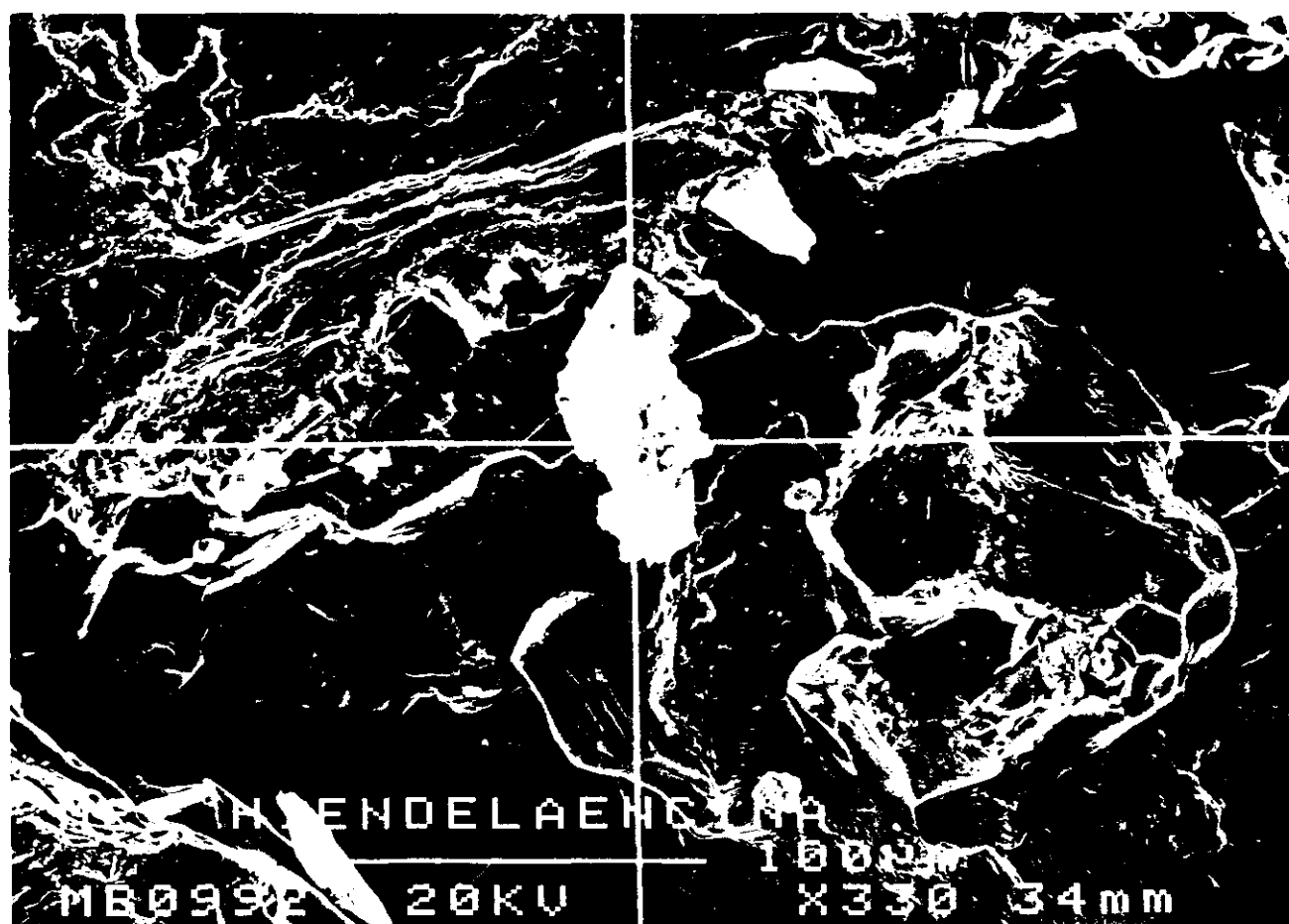


Foto 104

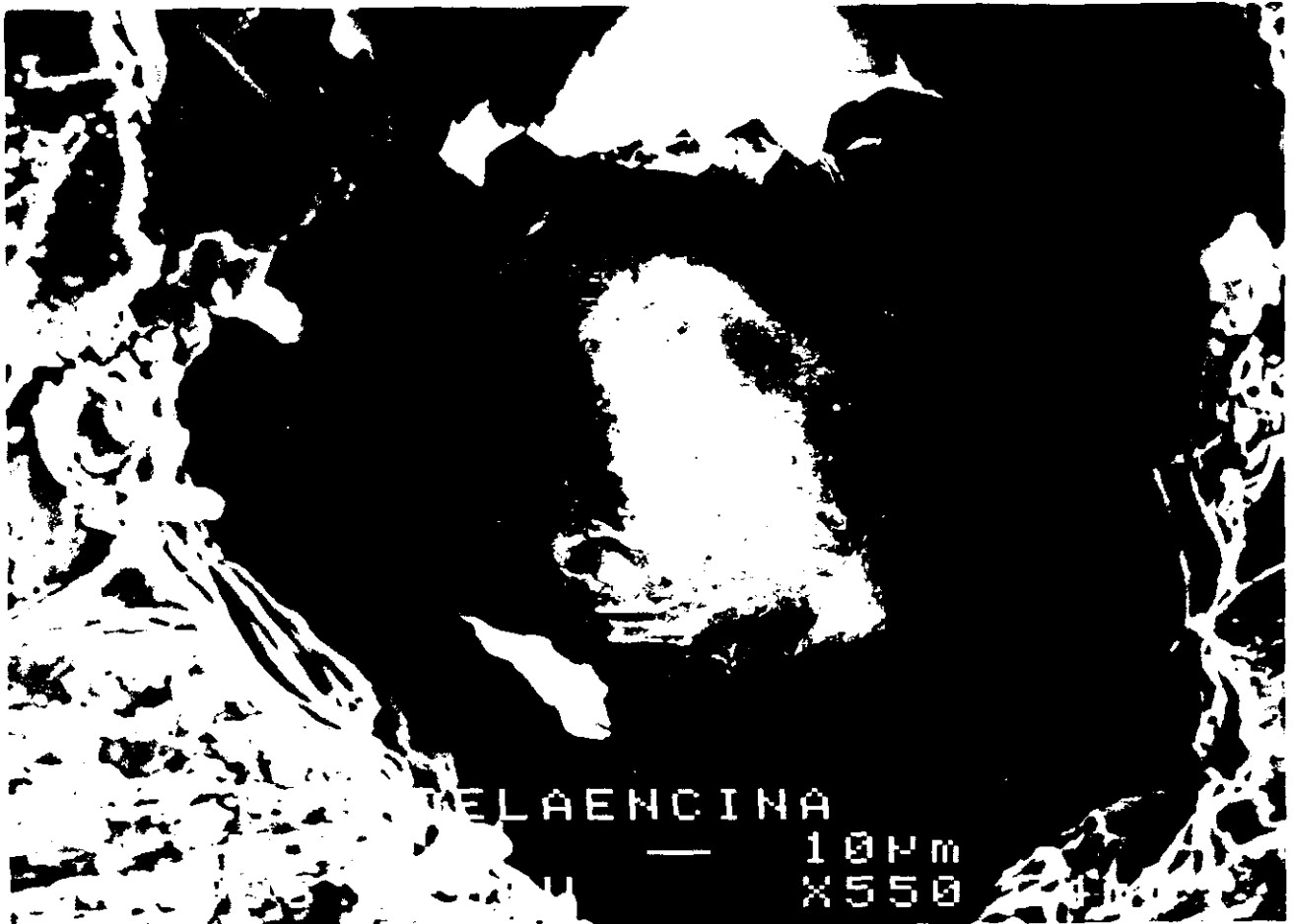


Foto 105

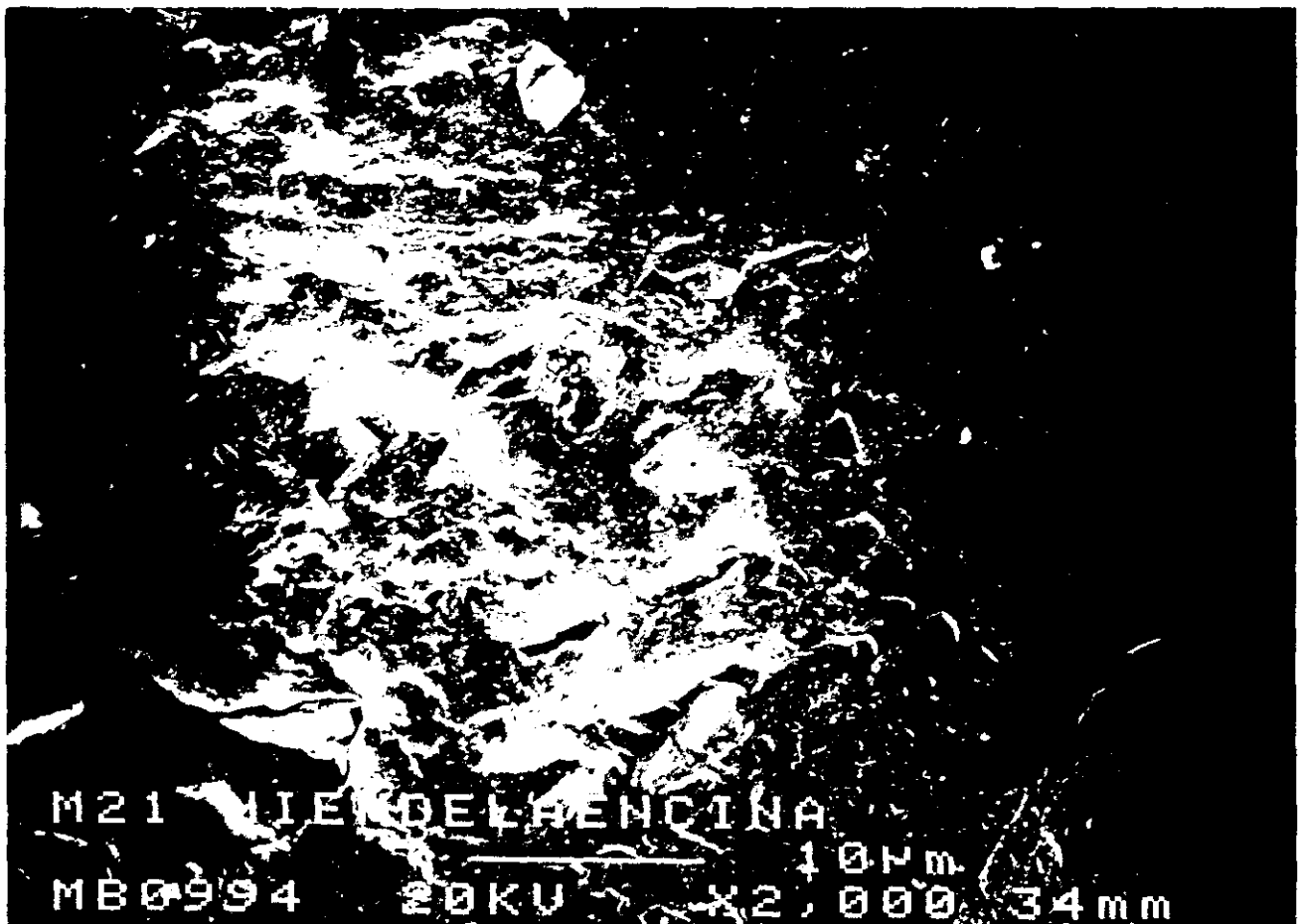


Foto 106

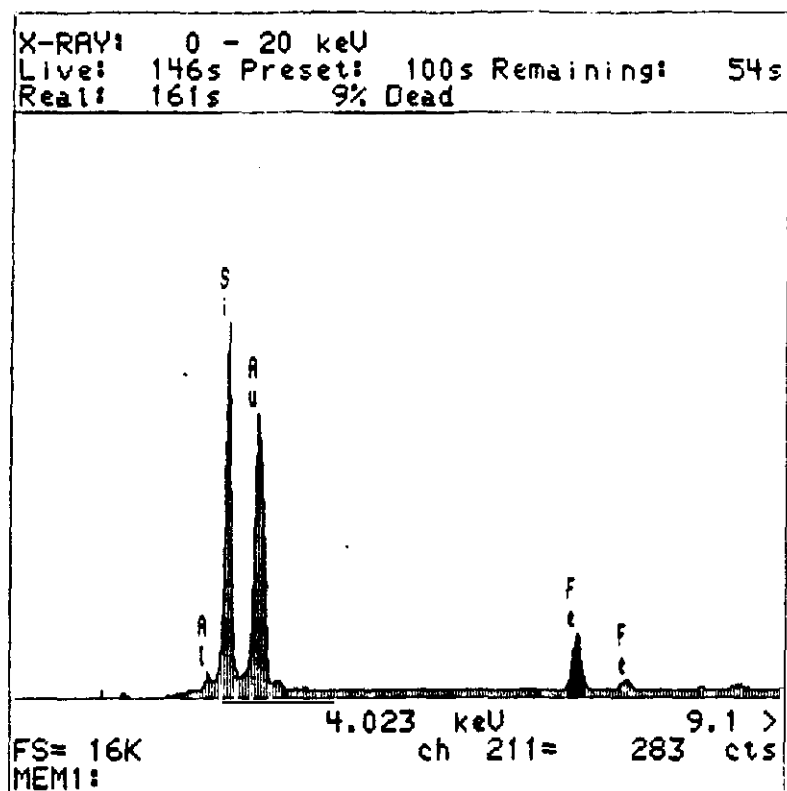


Figura 5.29 Difractograma correspondiente  
 a la foto 101

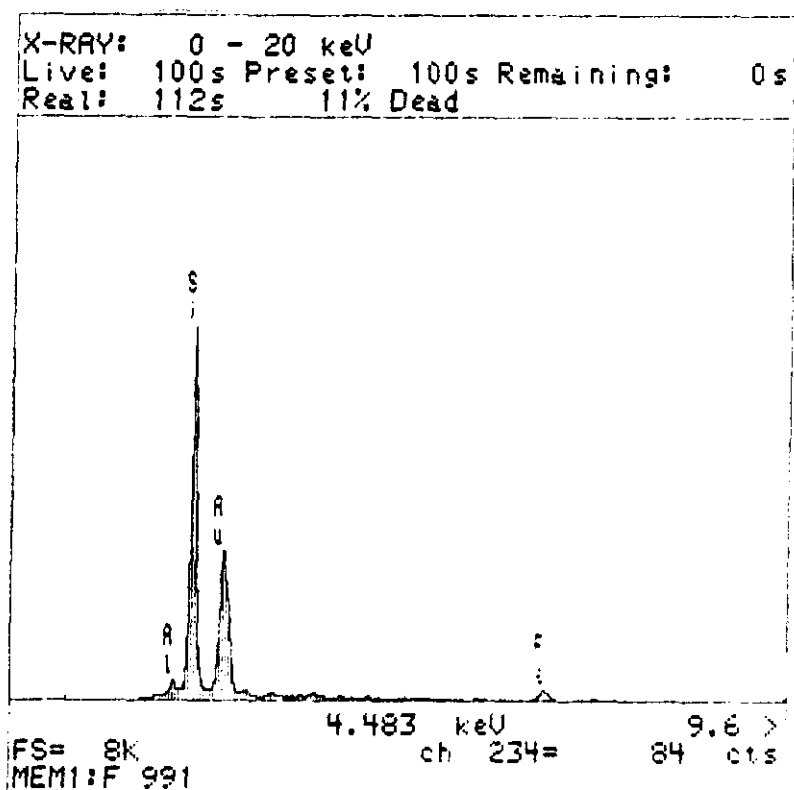


Figura 5.30 Difractograma correspondiente  
 a la foto 103



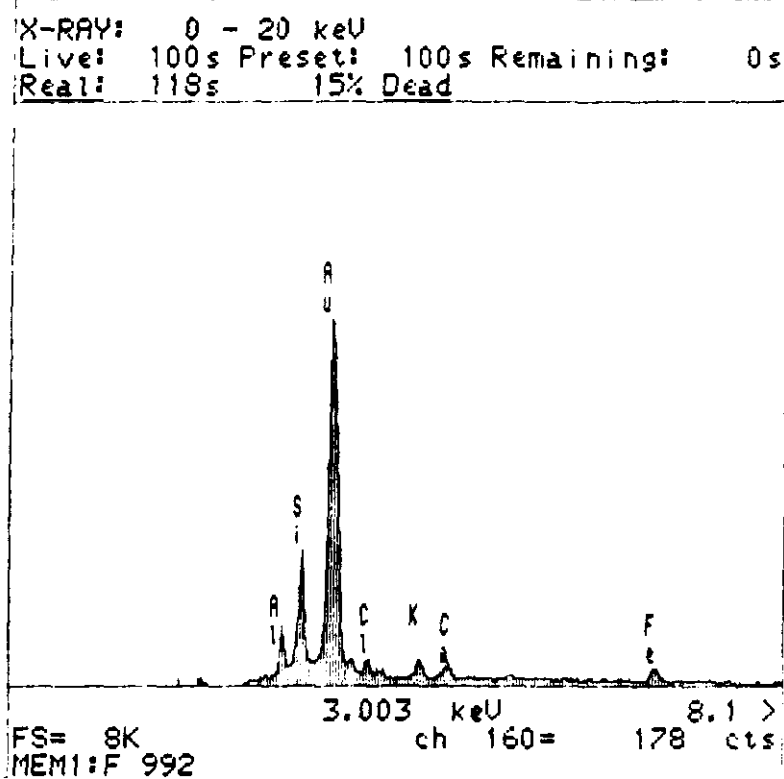


Figura 5.31 Difractograma correspondiente  
 a la foto 104

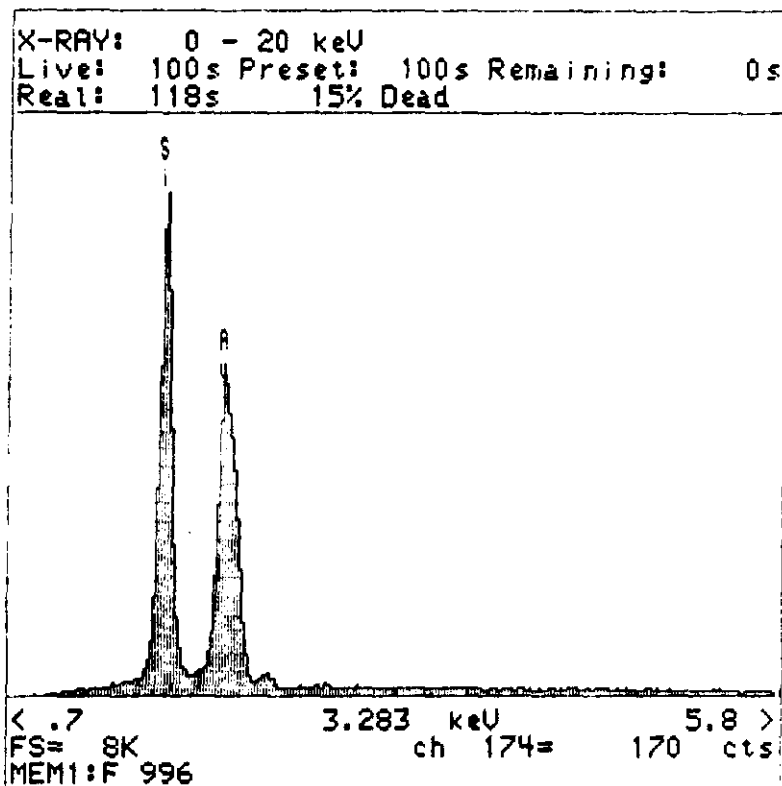


Figura 5.32 Difractograma correspondiente  
 a la foto 106

En la **Foto 108**, también aparecen hojillas o laminillas. Se ha identificado en el espectro, Figura 5.34 los mismos elementos que en la foto 1252. Lámina de filosilicatos. Notables oquedades por ataque químico.

La **Foto 109**, corresponde al aspecto general de todo el grano.

En la **Foto 110**, se ve otra oquedad. En el espectro Figura 5.35, se como un filosilicato se está abriendo por hidratación-hidrólisis, separándose las laminillas.

La **Foto 111**, pertenece al detalle de otro grano, en el que presenta varias películas de sílice, que recubren al grano. Está, por lo tanto, muy diagenizado. A su vez las películas se han descamado parcialmente, dejando ver el fondo. En dicho fondo hay ciertas huellas de ataque químico menor.

Existen ciertos minerales con ataque, cuyo microanálisis Figura 5.36, ofrece un silicato aluminico con proporciones decrecientes de  $Fe > K > Ca$ .

La **Foto 112**, es otro detalle del cristal atacado, en el que se ve un enorme frescor. Con "hilos" o pelos; superficies apenas atacadas, prácticamente intactos; y un cariado menor en las márgenes izquierda e inferior.

La **Foto 113**, es una vista general del grano anguloso.

La **Foto 114**, corresponde a un "poro" con relleno de un silicato de Fe, según el espectro Figura 5.37. No obstante, no debe despreciarse la idea de laminillas de hierro pelicular sobre la sílice del grano. El fondo de la oquedad ha sufrido un ataque químico, demostrable por los triángulos de disolución.

La **Foto 115**, tiene fracturas concoideas; son importantes los efectos mecánicos sobre el conjunto del grano. Los ataques químicos son menores.



Foto 107

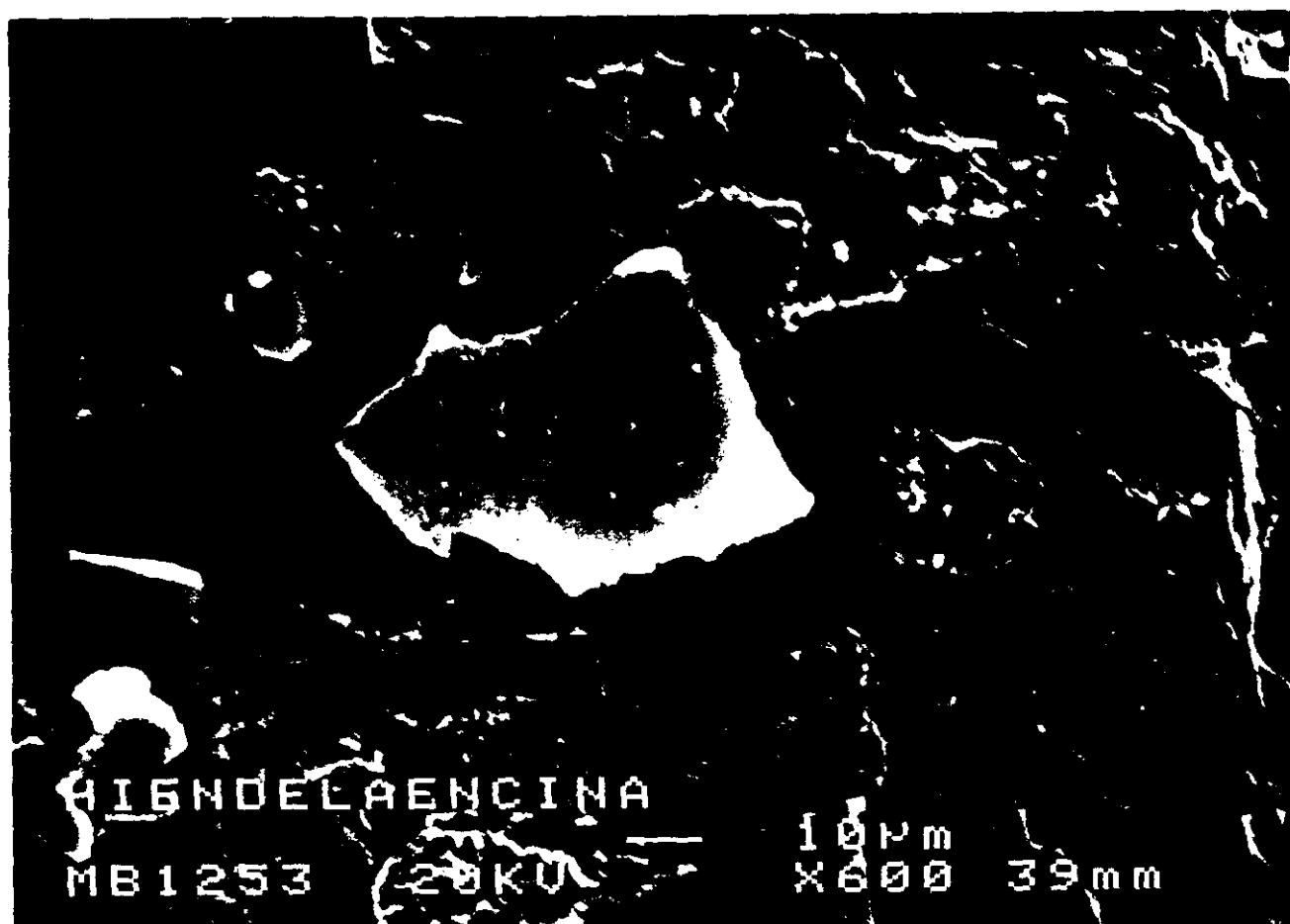


Foto 108

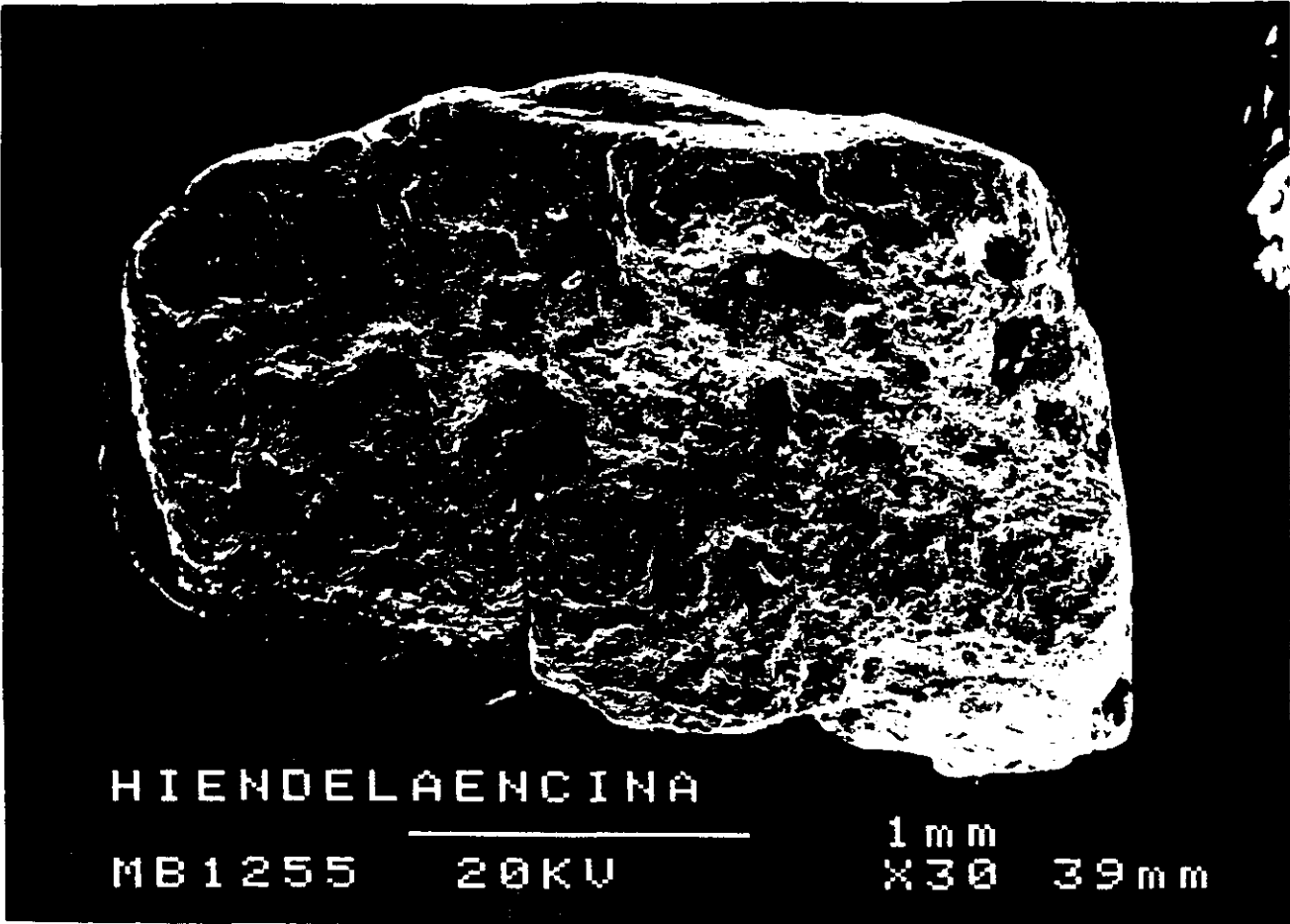


Foto 109



Foto 110

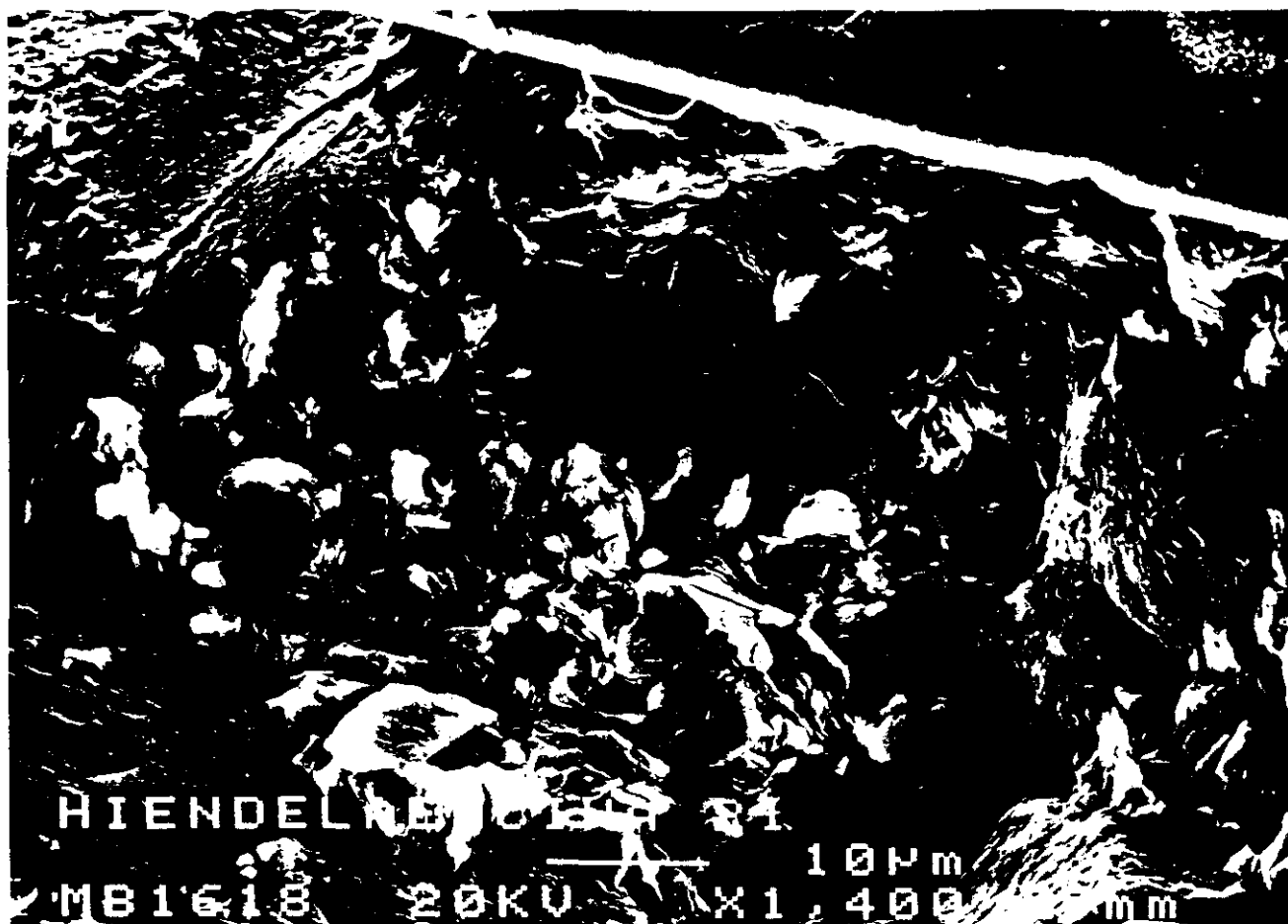


Foto 111

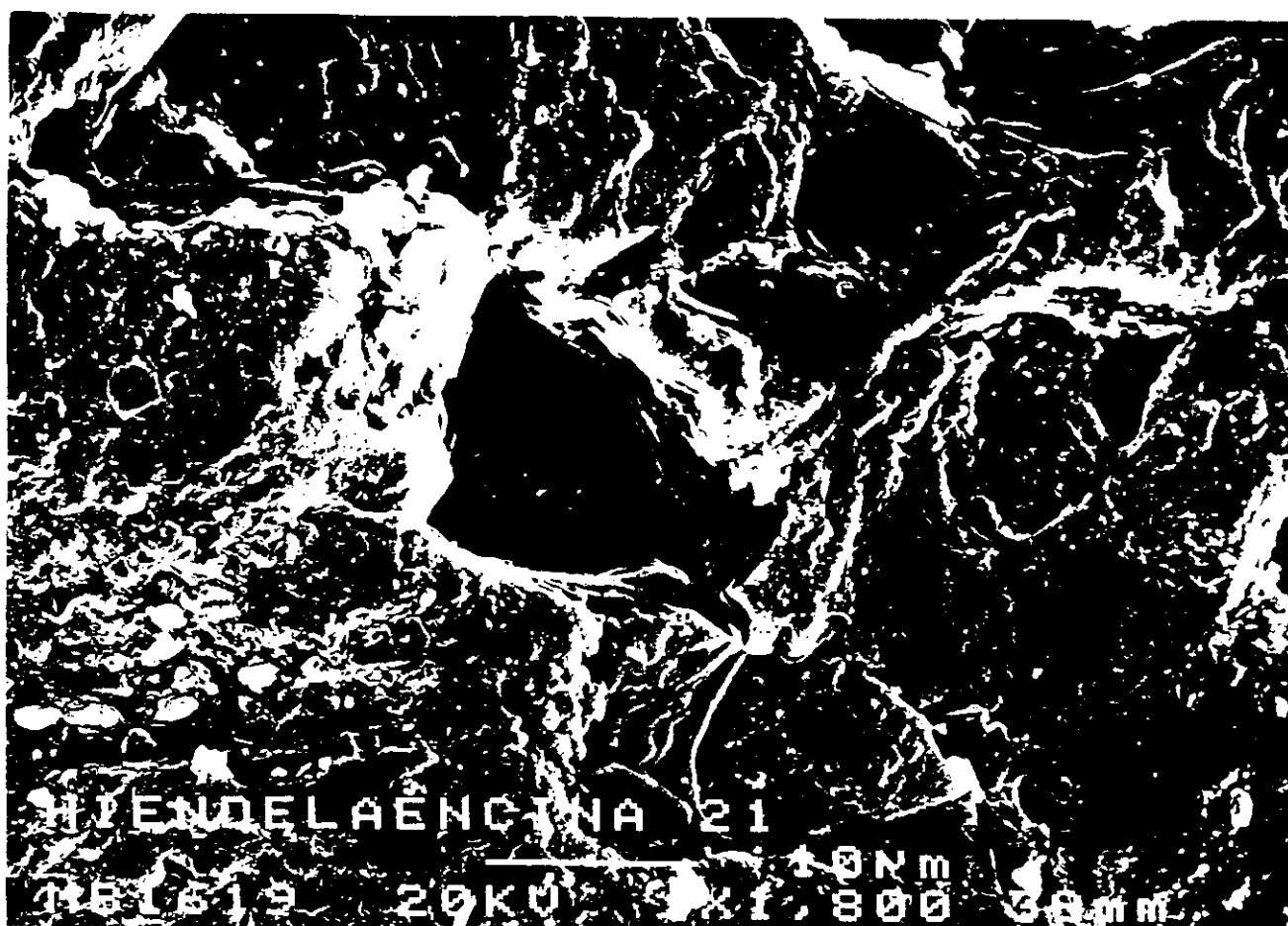


Foto 112

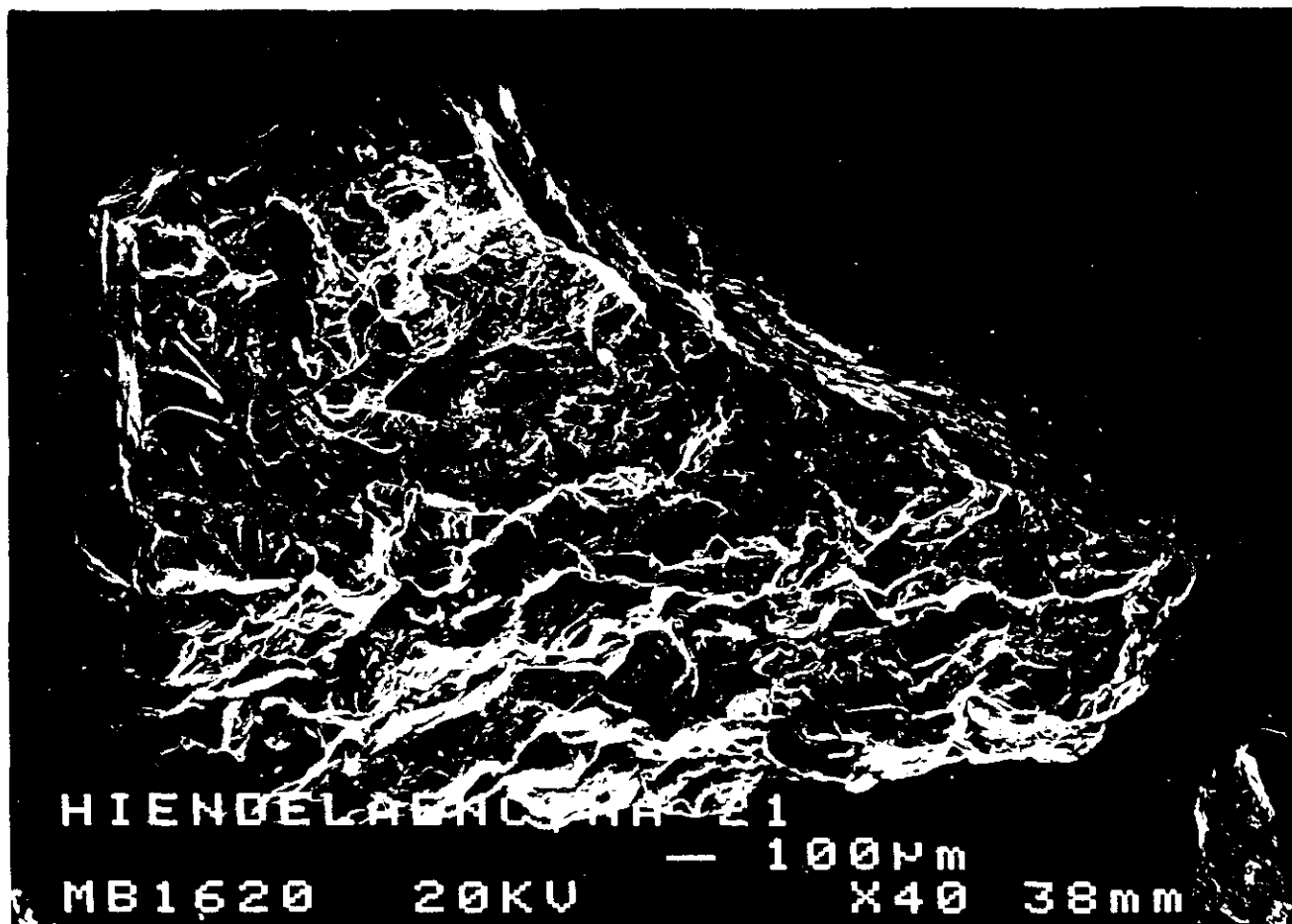


Foto 113



Foto 114



Foto 115

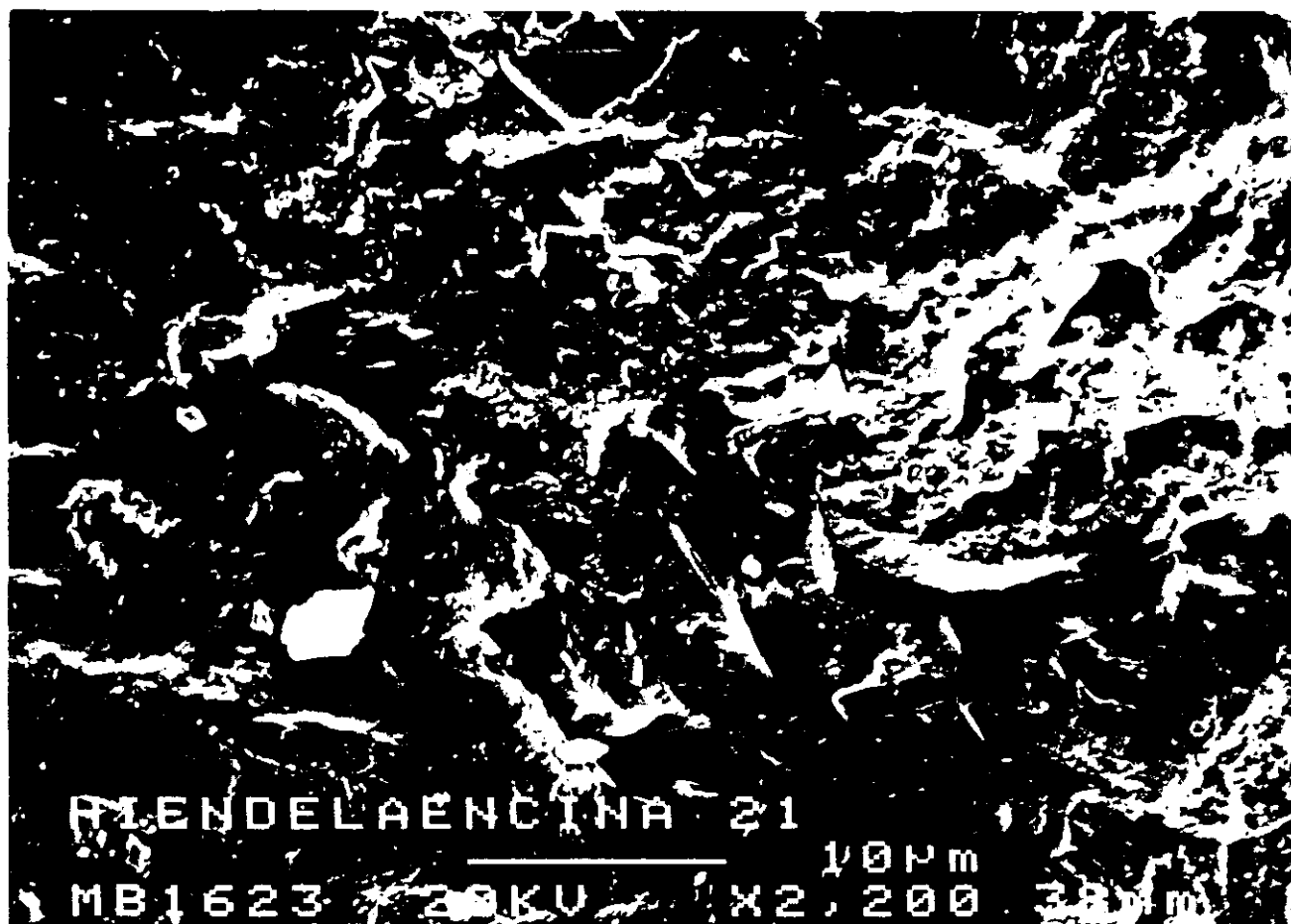


Foto 116

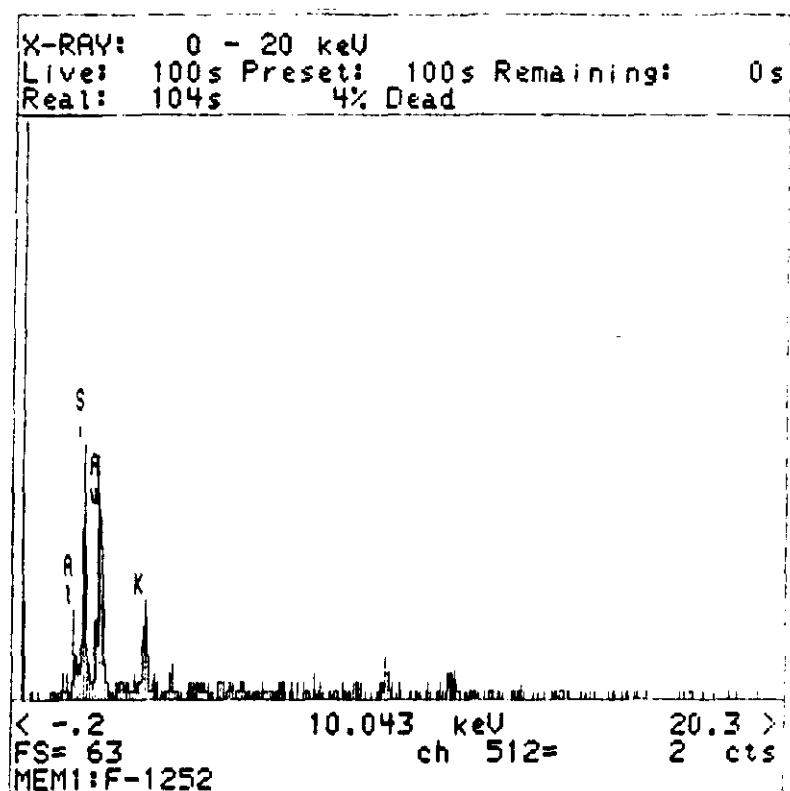


Figura 5.33 Difractograma correspondiente  
 a la foto 107

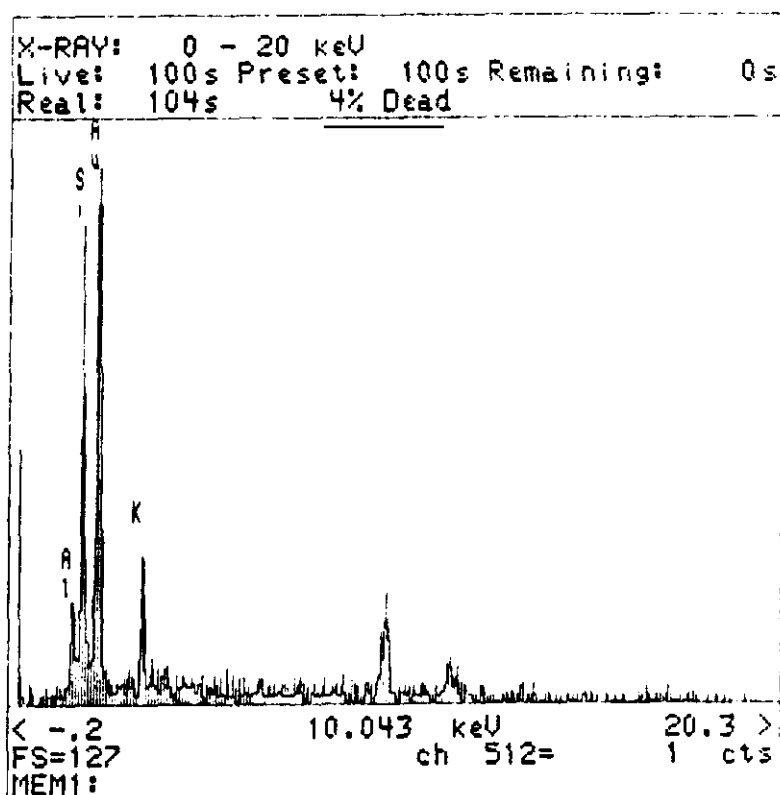


Figura 5.34 Difractograma correspondiente  
 a la foto 108



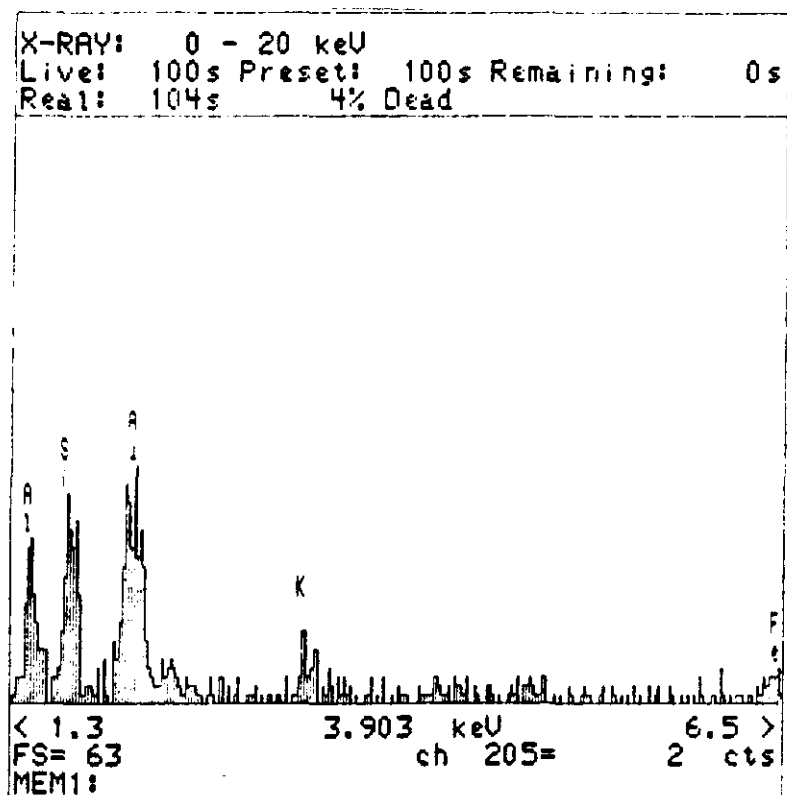


Figura 5.35 Difractograma correspondiente  
 a la foto 110

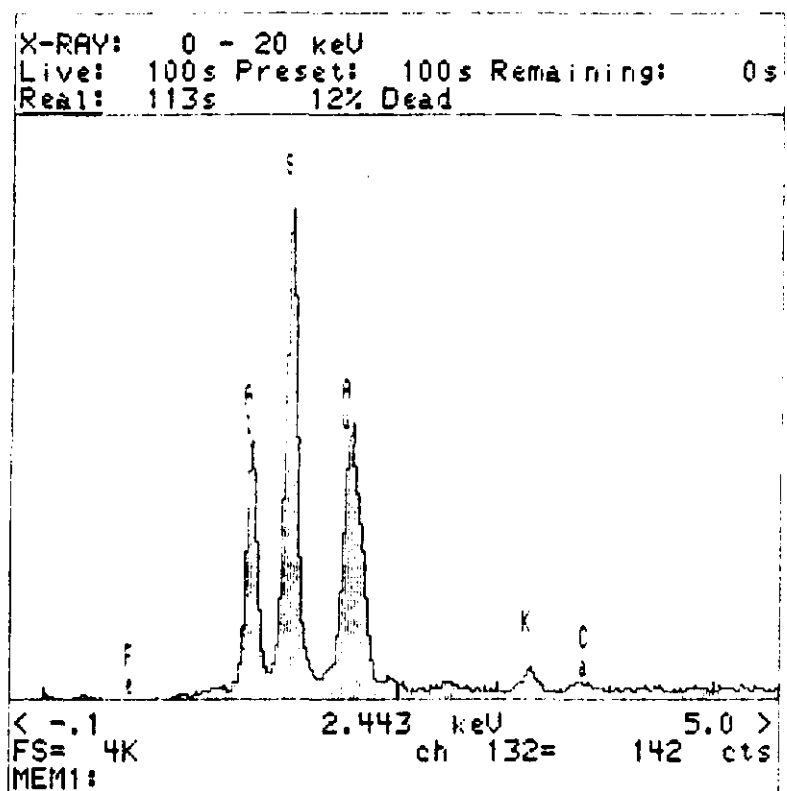


Figura 5.36 Difractograma correspondiente  
 a la foto 111

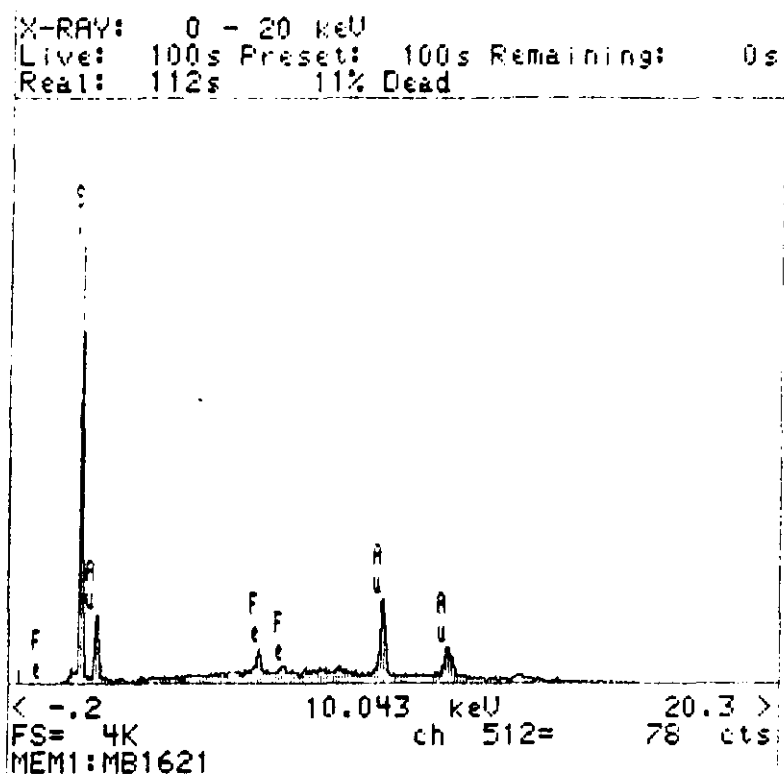


Figura 5.37 Difractograma correspondiente  
 a la foto 114

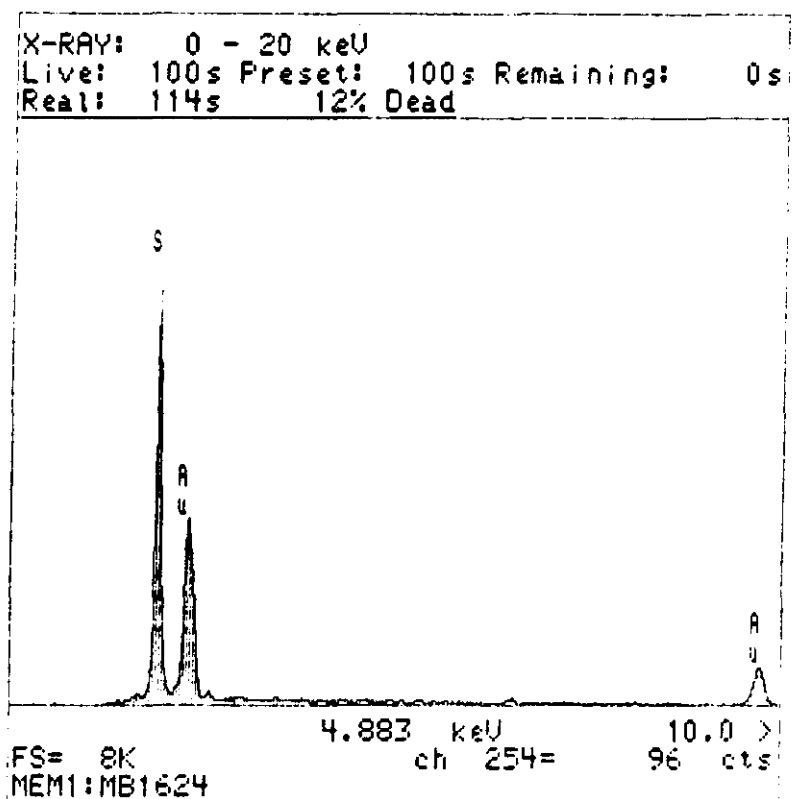


Figura 5.38 Difractograma correspondiente  
 a la foto 117

En la **Foto 116**, se ven algunas mesetas, en las que se aprecia la corroída piel de naranja. Son "uves" de choque, evolucionadas a triángulos de disolución por ataque posterior. Junto a las uves, hay también uñadas o arcos mecánicos.

Esta **Foto 117**, pertenece a otro grano muy anguloso e irregular, con caras euhedrales. En él aparece otro bello ejemplo de organismo síliceo, que hasta ahora sólo se había detectado en las muestras de Sierra Morena.

En el espectro, Figura 5.38, sólo aparece silicio.

En la **Foto 118**, aparece otro "organismo". La superficie de ataque del grano de cuarzo contrasta con el aspecto general de grano.

En la **Foto 119**, se ve como un mismo grano ofrece dos superficies diferentes: una con ataque intenso, y otras con efectos sólo mecánicos: parece como si, a un ataque intenso hubiera luego seguido una removilización del sedimento, dando origen a la situación actual.

#### **V.3.7. Puebla de Vallés (Guadalajara)**

Como en el caso de Riaza, también aquí predominan las acciones mecánicas sobre las químicas, hasta el punto que el hábito subredondeado de los granos se produce por el emplastecido de la superficie exterior debido al precipitado de sílice amorfa.

La **Foto 120**, es de un grano subredondeado, que presenta señales de arañazos por una cara; otra área presenta ataque químico con precipitación de sílice. Este grano presenta en la cara arañada cristales que se cortan con figuras de exfoliación a 120°-160°.

La **Foto 121**, es un detalle del grano anterior en el que se ve uñadas más ataque químico: las huellas ungulares (uñadas) mecánicas han sufrido en numerosos



Foto 117



Foto 118



HIENDELAENCINA 21

MB1626

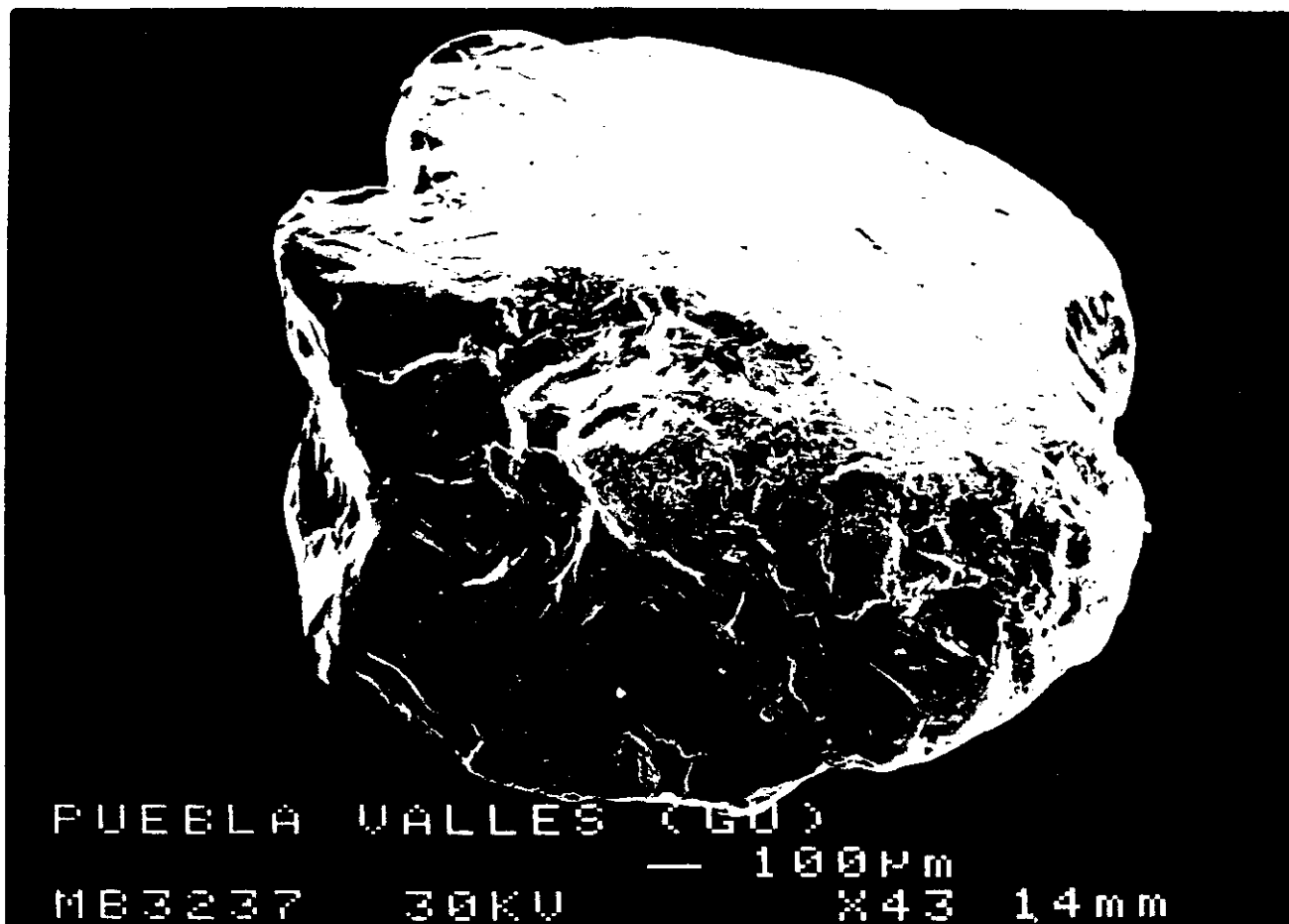
20KV

1mm

X33

38mm

Foto 119



PUEBLA VALLES (GU)

MB3237

30KV

— 100µm

X43

14mm

Foto 120

casos el ataque químico en "V". Toda la superficie está cubierta por precipitados con sílice amorfa.

La **Foto 122**, es otro grano subanguloso con aspecto suave de la superficie. Se ve también uñadas, y triángulos de disolución.

La **Foto 123**, es un detalle del grano anterior, en el que vemos cristales de Fe en ciertos escondrijos, más triángulos y figuras de ataque químico.

La **Foto 124**, es otro detalle de la misma superficie, donde es general el tapizado de la superficie por filosilicatos y cristales de Fe del tipo mencionado anteriormente.

La **Foto 125**, es otro detalle de la misma superficie anterior, donde más genuinos son los cristales de exfoliación en planos que se cortan en ángulos de 60 y 120°. También poseen estructura exterior de corteza de pan.

#### **V.3.8.        Viñuelas (Guadalajara)**

Los granos de esta procedencia muestran unas claras huellas de la fragmentación mecánica, con uñadas y surcos o pistas en "V", que denotan el rozamiento y el choque de los granos entre sí. Posteriormente la edafización produjo triángulos de meteorización química y un revestimiento de sílice que favorece el aspecto redondeado del grano.

En la **Foto 126**, vemos un grano subanguloso, con claros signos de fragmentación mecánica, aunque los bordes aparecen matados.

La **Foto 127**, es un detalle del grano anterior, en el que se aprecia triángulos de disolución edáfica, y restos de la superficie aparentemente suavizada por depósitos de sílice.

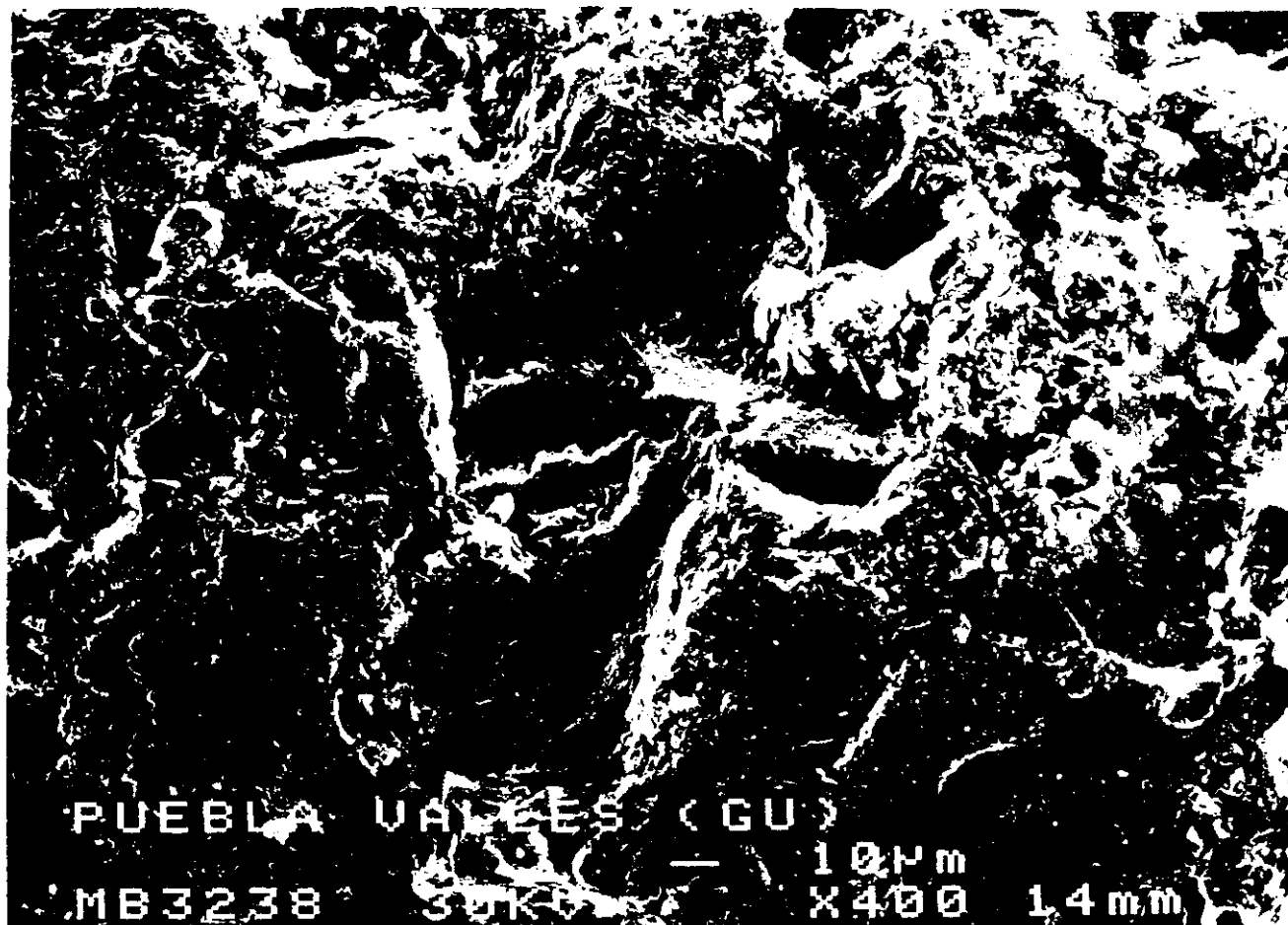


Foto 121

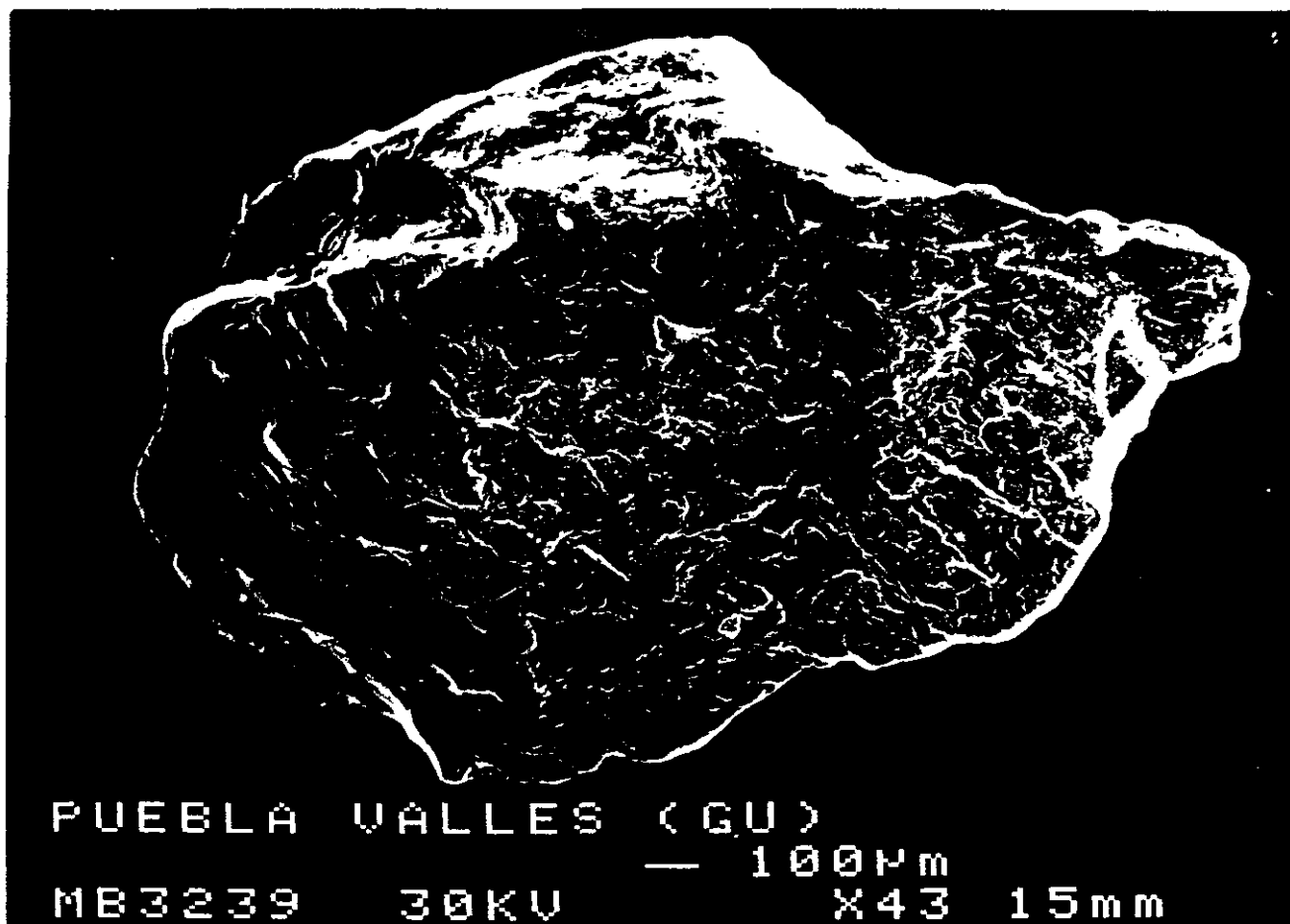


Foto 122



Foto 123



Foto 124





Foto 125

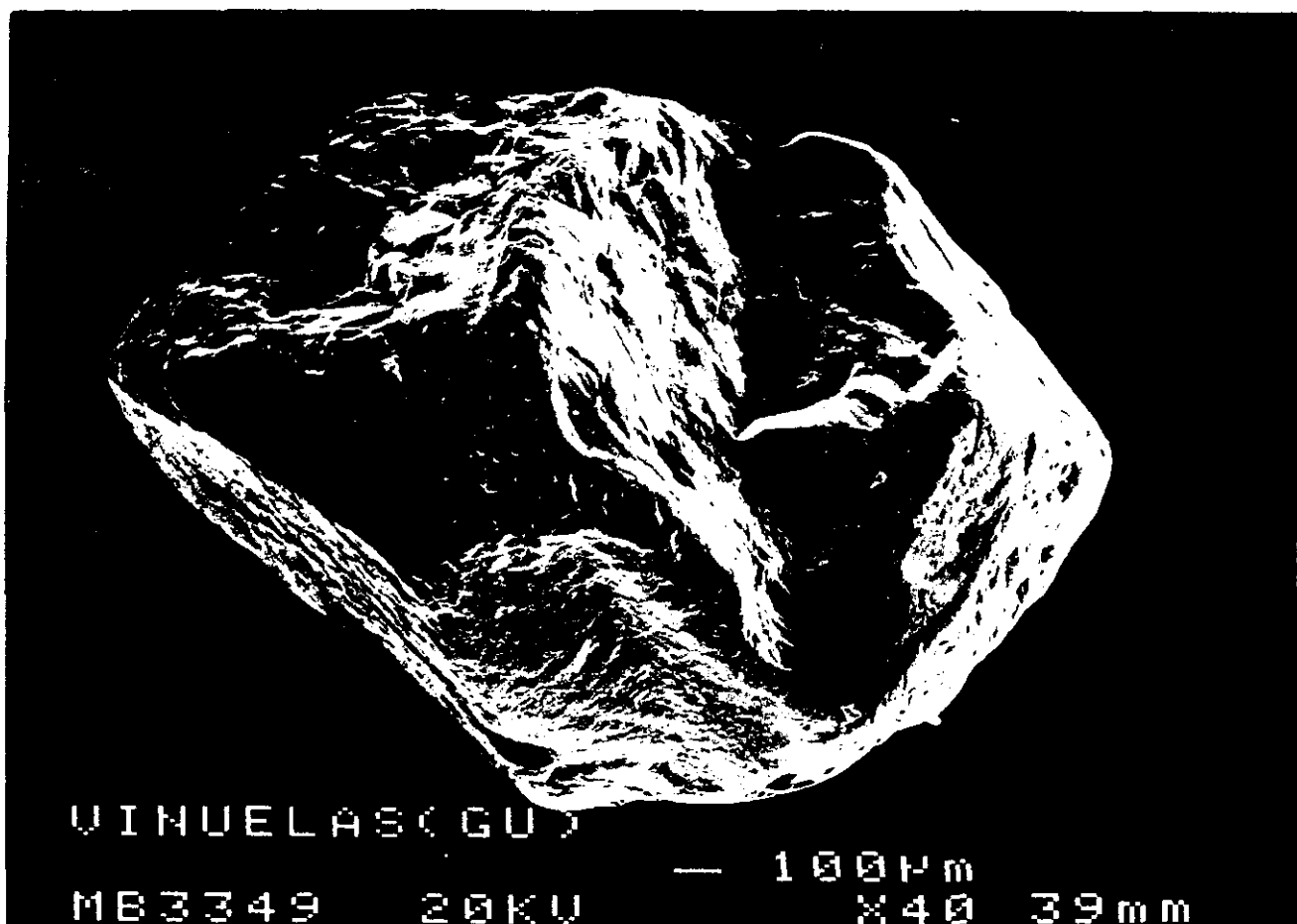


Foto 126

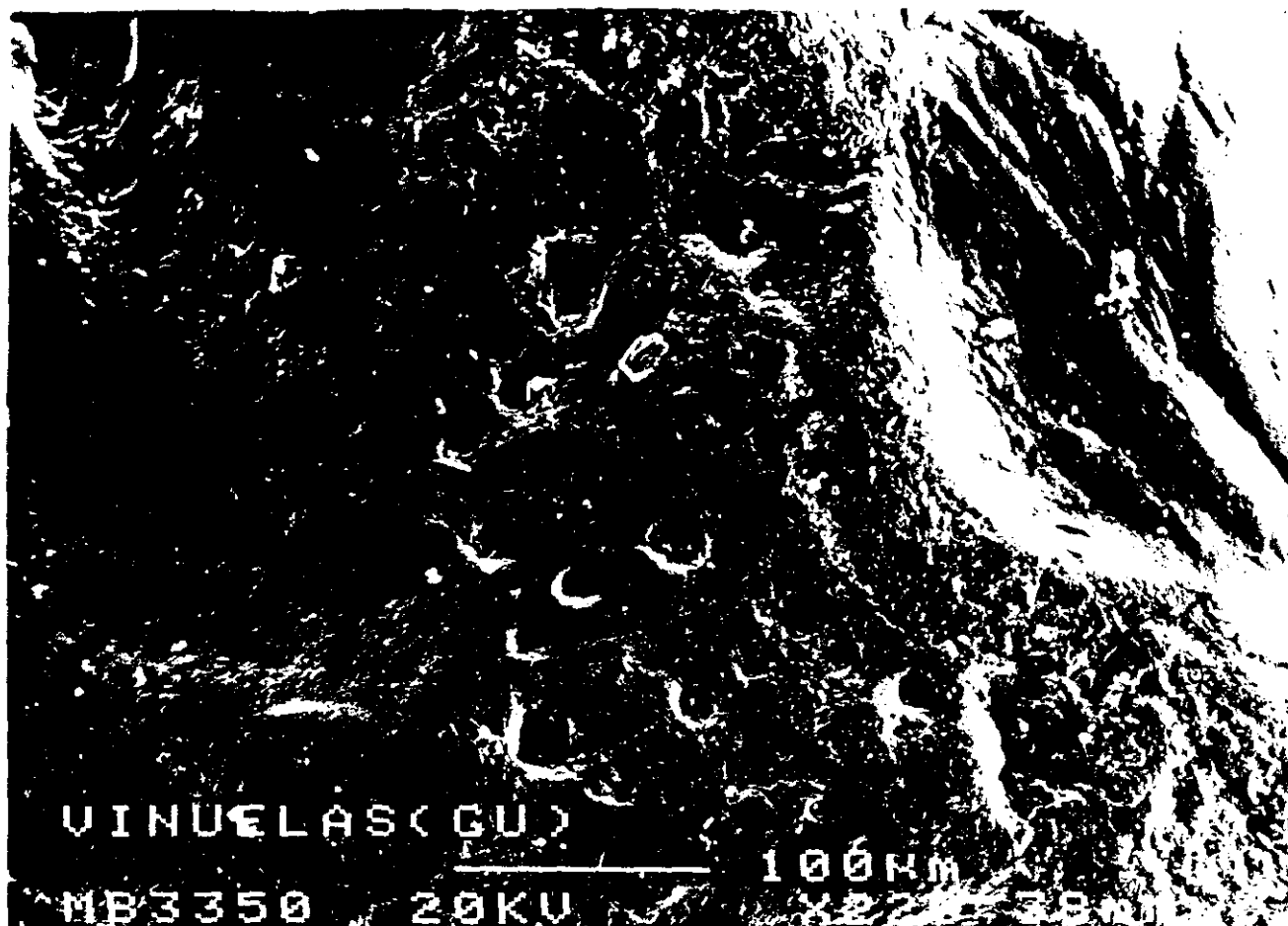


Foto 127

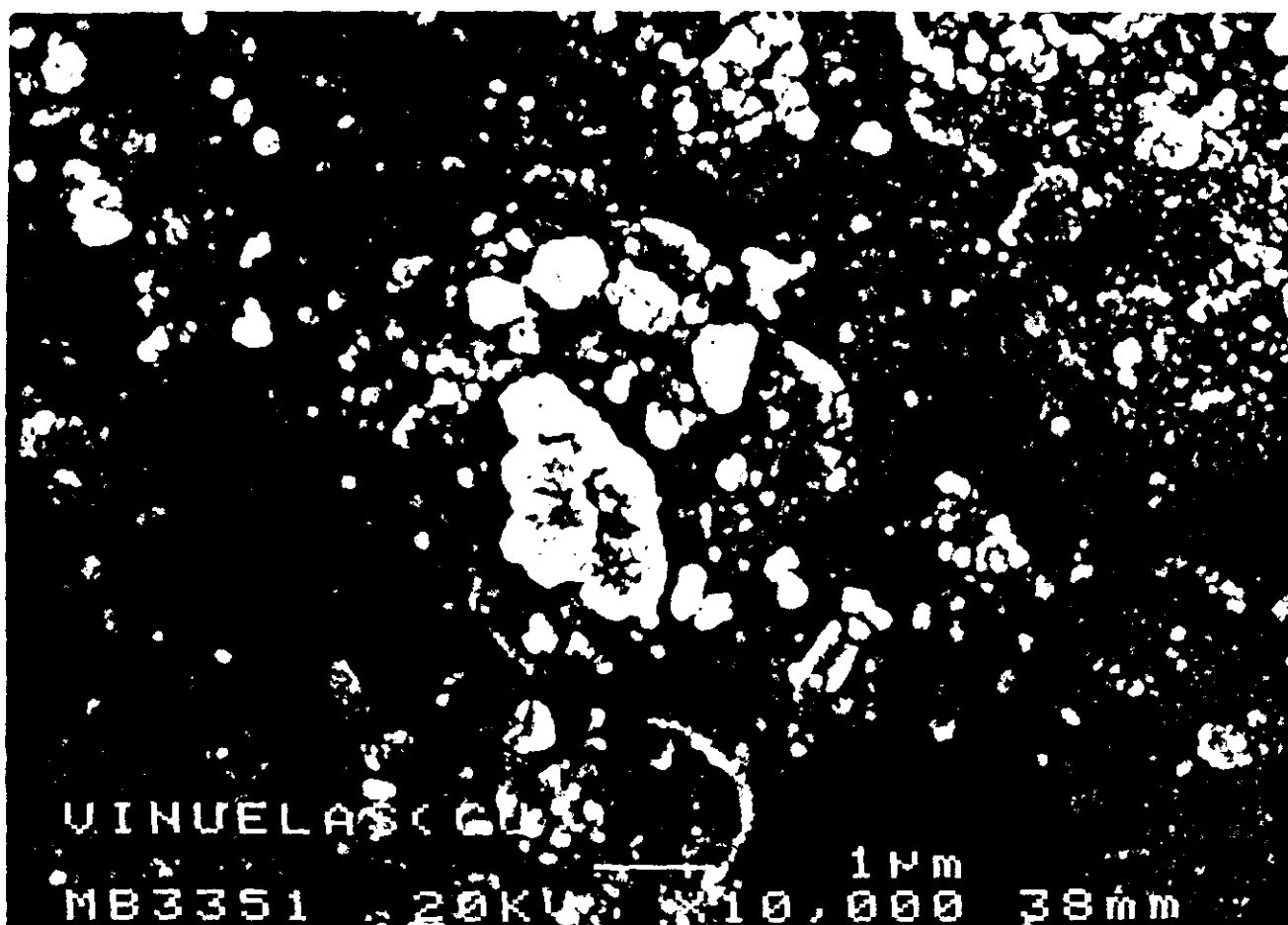


Foto 128

La **Foto 128**, es otro detalle del mismo grano, en la que aparece la superficie totalmente recubierta de la capa supuestamente de sílice redepositada, con cierta antigüedad dado que se encuentra la capa fragmentada en algunos lugares, dando origen a una estructura granular. Igualmente aparecen cristales de hierro?, posiblemente hematites, en las típicas "rosas de hierro". No son infrecuentes los amorfos de sílice en tránsito a cristales bien formados.

La **Foto 129**, que comentamos a continuación, pertenece a un detalle de la anterior, en la que a mayor detalle se puede observar ciertas esférulas de diámetro de  $0,2\ \mu\text{m}$  que pudiera ser carbonosa, pero resulta indefinible con la ayuda de los aparatos al uso. Se supone en tal caso que bien pudiera tratarse de pequeñas partículas de carbón, dado que el matorral de monte bajo que se asienta sobre la raña suele quemarse voluntariamente con cierta regularidad, por lo que también podrá ser de origen agrícola.

La **Foto 130**, es otro detalle del grano en el que vemos que en todas las caras aparecen numerosos cristales o amorfos pero en tránsito hacia una cristalización, lo que parece indicar que se trata de material depositado originalmente, y cristalizado posteriormente.

En otro lado del grano, en los huecos, aparece una película de sílice redepositada, que luego ha sufrido ruptura. Todo indica antigüedad del proceso. Debajo de la película, o más bien allí donde la película ha sido removida, se puede ver cristales ¿de neoformación? de tipo foliar. Entre ambos nichos, existe una pared con signos de un "lapiaz en silicatos". Cabe pensar por ello en:

- a) una mica con bancos sobresalientes, y
- b) una acción diferencial de ataque, que no estaría reñida con lo que aparece en el anterior punto.

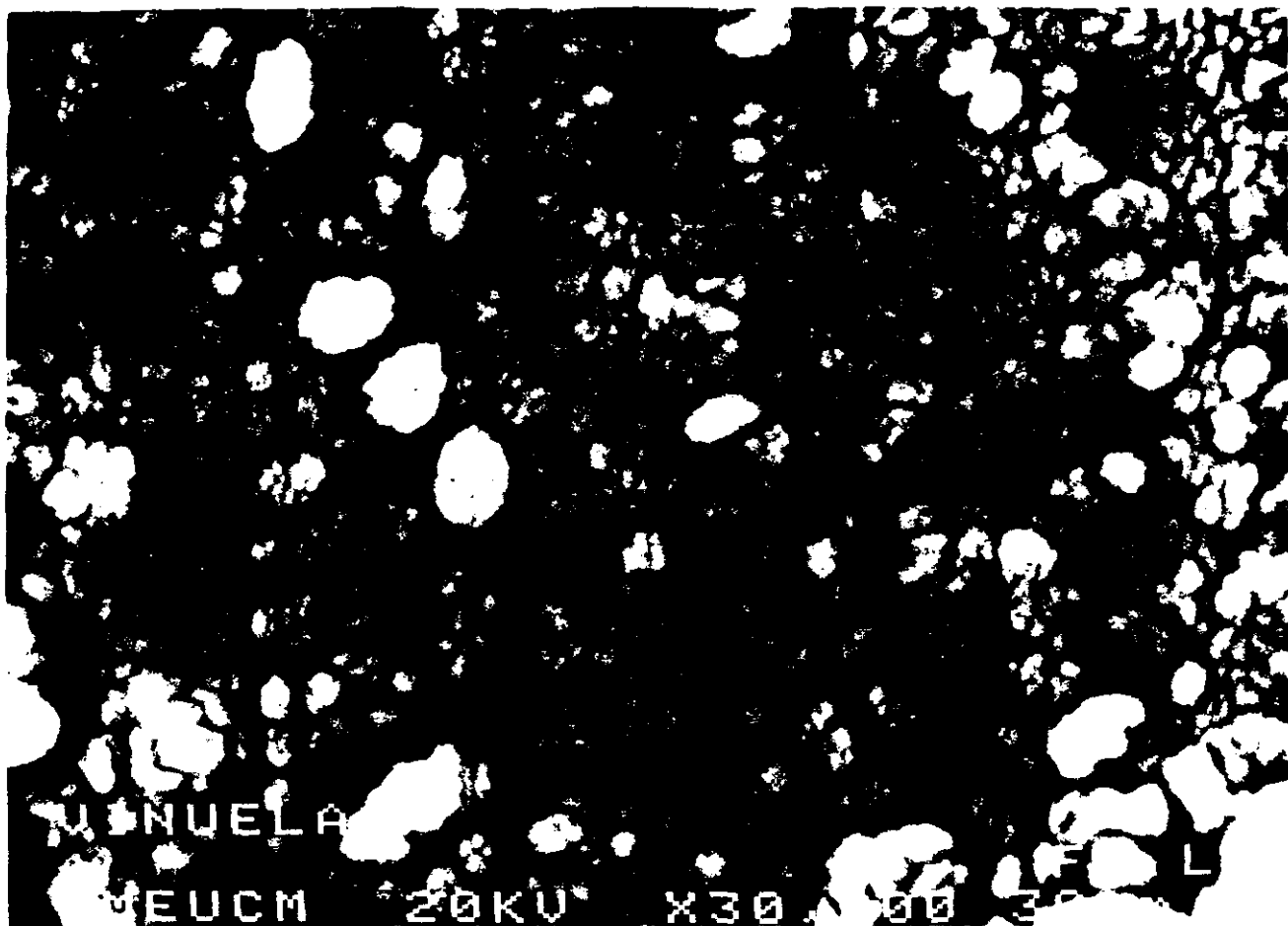


Foto 129



Foto 130

La **Foto 131**, es un detalle de otra zona del mismo grano, en el que lo más notable es la "cascada" ("escalones" semiparalelos y subparalelos en la terminología que usamos), que aparece que tiene distintas alturas según los lugares. La parte alta de la "cascada" presenta cristales en hexaedro que deben corresponder a caolinita.

La **Foto 132**, es otro detalle de lo anterior, desde otro punto de vista.

La **Foto 133**, es otro grano subanguloso - anguloso. Presenta uñadas de percusión por transporte fluvial, con triángulos o uves alineadas, fruto del rozamiento y choque.

La **Foto 134**, es otro aspecto de la superficie con numerosos cristales, fruto de la diagénesis, además de fracturas concoideas antiguas en proceso de borrado. Se ve ataque químico generalizado, especialmente en las oquedades; posiblemente se trate de restos de feldespatos atacados.

La **Foto 135**, es otro lugar del grano en el que se ve fractura concoidea con recubrimiento posterior de película de sílice.

En la **Foto 136**, se ve ataque químico generalizado con numerosas muestras de resilificación. Formas hexagonales en el cuarzo por disolución?, más recristalización en caras planas. Un número importante de los cristales recrecidos han sido ulteriormente atacados dando paso a unas formaciones de aspecto ameboide semejante a las que fueron originadas en el laboratorio por el ataque de los ácidos fuertes. Sólo afectan a los tamaños inferiores a  $0,5\ \mu\text{m}$ .

La **Foto 137**, es otra parte de la anterior pero que se a 30.000 aumentos las amebas.

Como en otros granos estudiados procedentes de lugares alejados la secuencia de procesos puede reconstruirse como sigue:



Foto 131



Foto 132



Foto 133

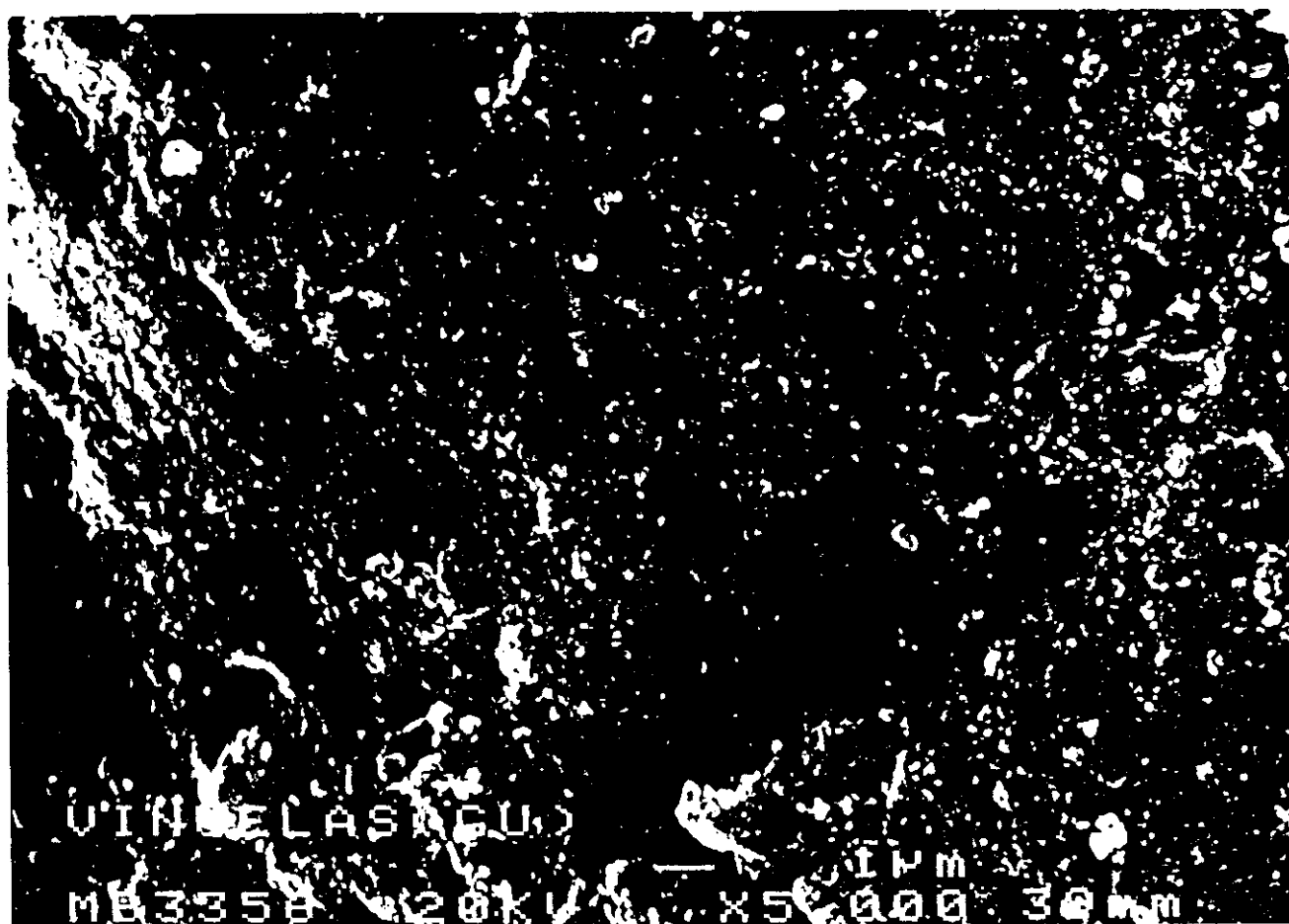


Foto 134

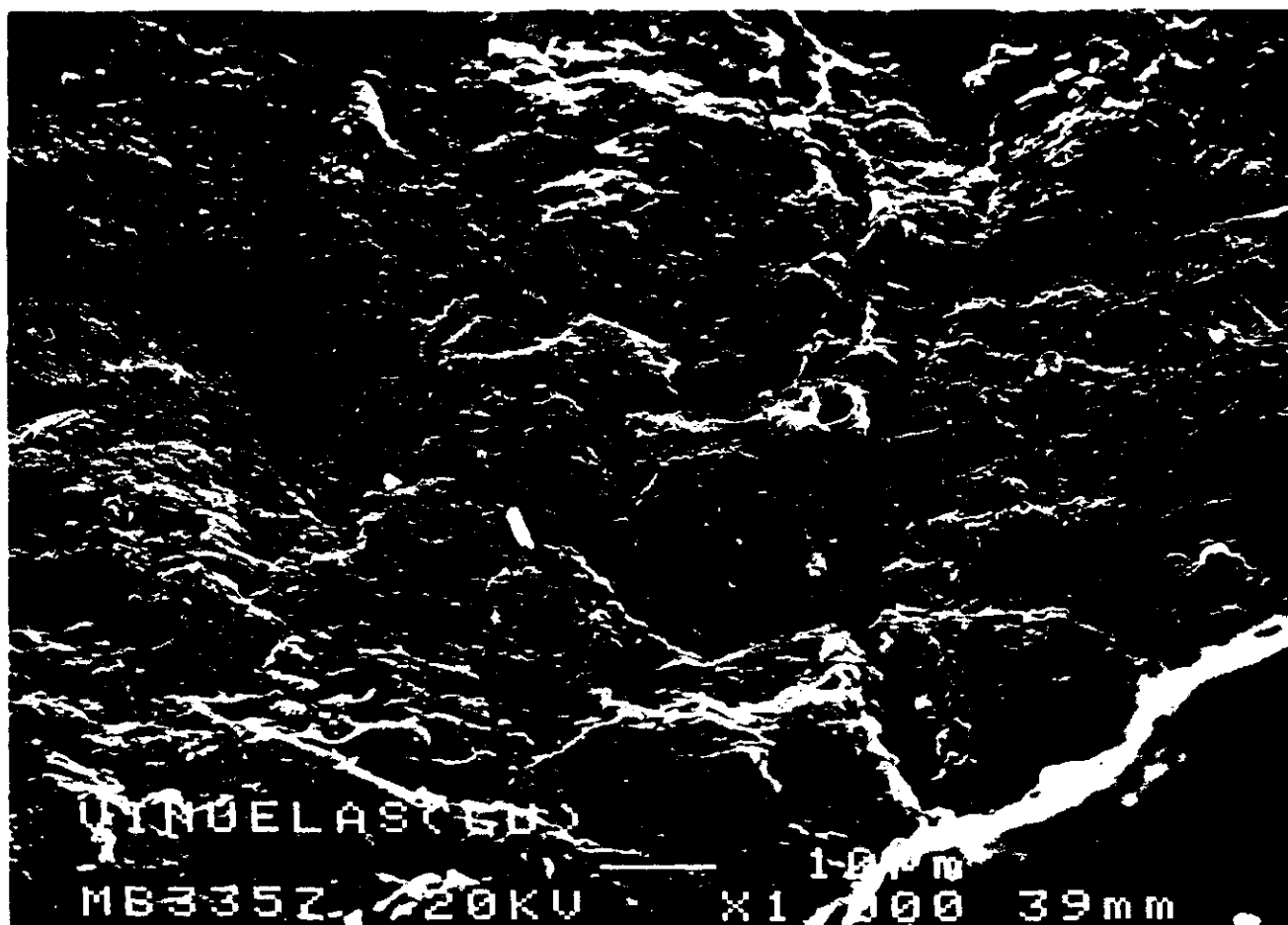


Foto 135

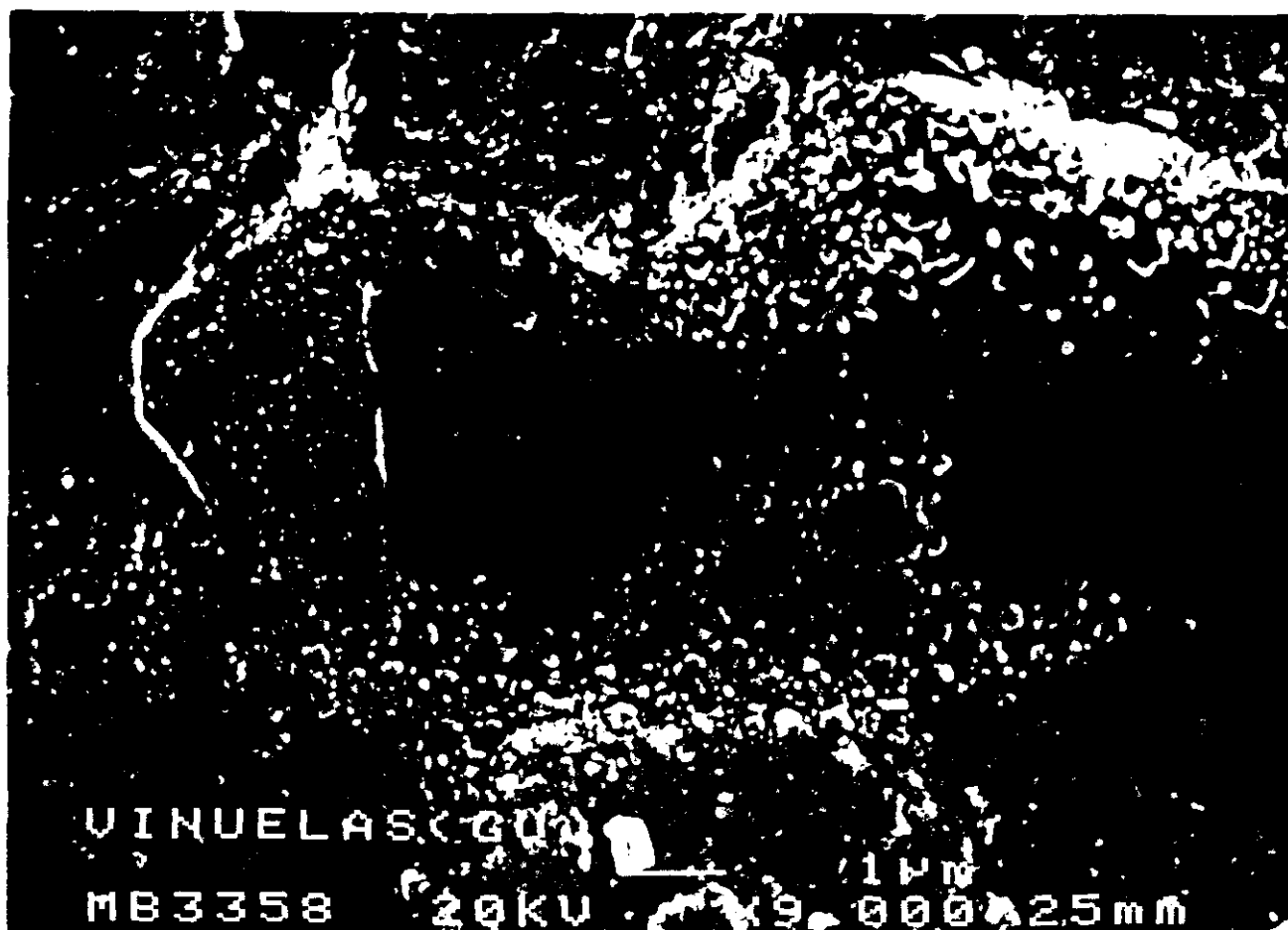


Foto 136



- a) fragmentación mecánica
- b) ataque químico y génesis de cristales de filosilicatos, preferentemente de hábito hexagonal
- c) redepósito de la sílice
- d) cuarteamiento de la lámina o película silícea.

#### **V.3.9. San Juan de Dios (Toledo)**

Los granos procedentes de los afloramientos más alejados del monte-isla de Layos muestran igualmente características mixtas de acción mecánica y química.

La **Foto 138**, pertenece a un detalle de un grano de aspecto anguloso con predominio de caras planas. Se ven superficies concoideas, "uves" de choque que son frecuentes entre las primeras. La corrosión se evidencia en el cariado de las superficies, los tetraedros de alteración (antes llamados triángulos) vaciando cristales, el ataque total de un feldespatos cuya huella es en parte rellenada por un filosilicato de neoformación, o por el precipitado general de sílice, que alcanza su máxima expresión en el tapizado de plaquetas enhiestas, seguidamente corroidas. Como en otros ejemplos, las "rosas de hierro" debidas al crecimiento de hematites son frecuentes.

La **Foto 139**, es otro detalle de la zona anterior. No se descarta que ciertos glomérulos tengan también naturaleza férrica y plaquetas elevadas y corroidas en los bordes, que constituyen una etapa anterior en el proceso de recristalización del hierro presente, muy aparente en el perfil del suelo.

En la **Foto 140**, se ve "uves" de choque; superficie concoidea por fractura, mas corrosión ínfima.

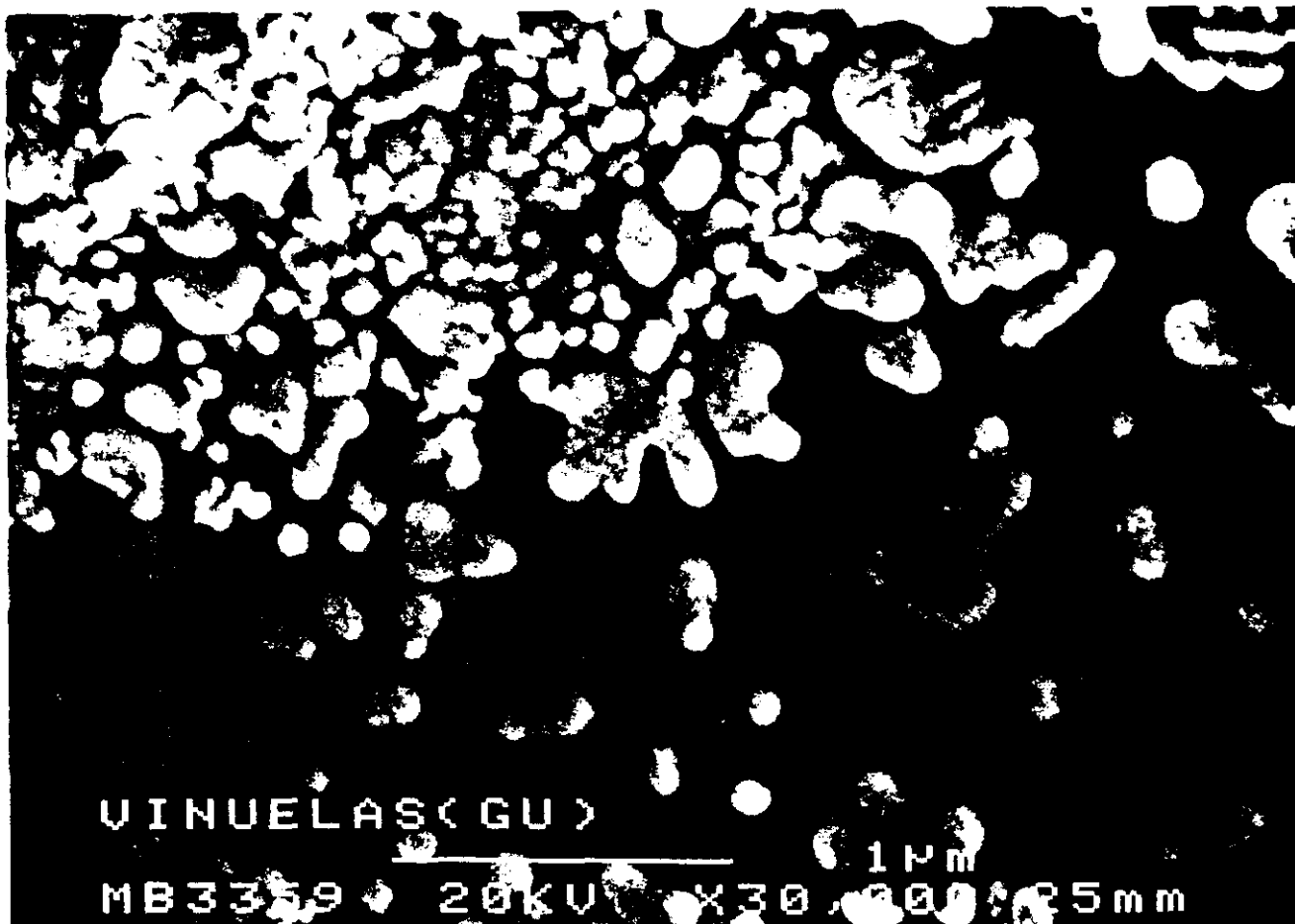


Foto 137

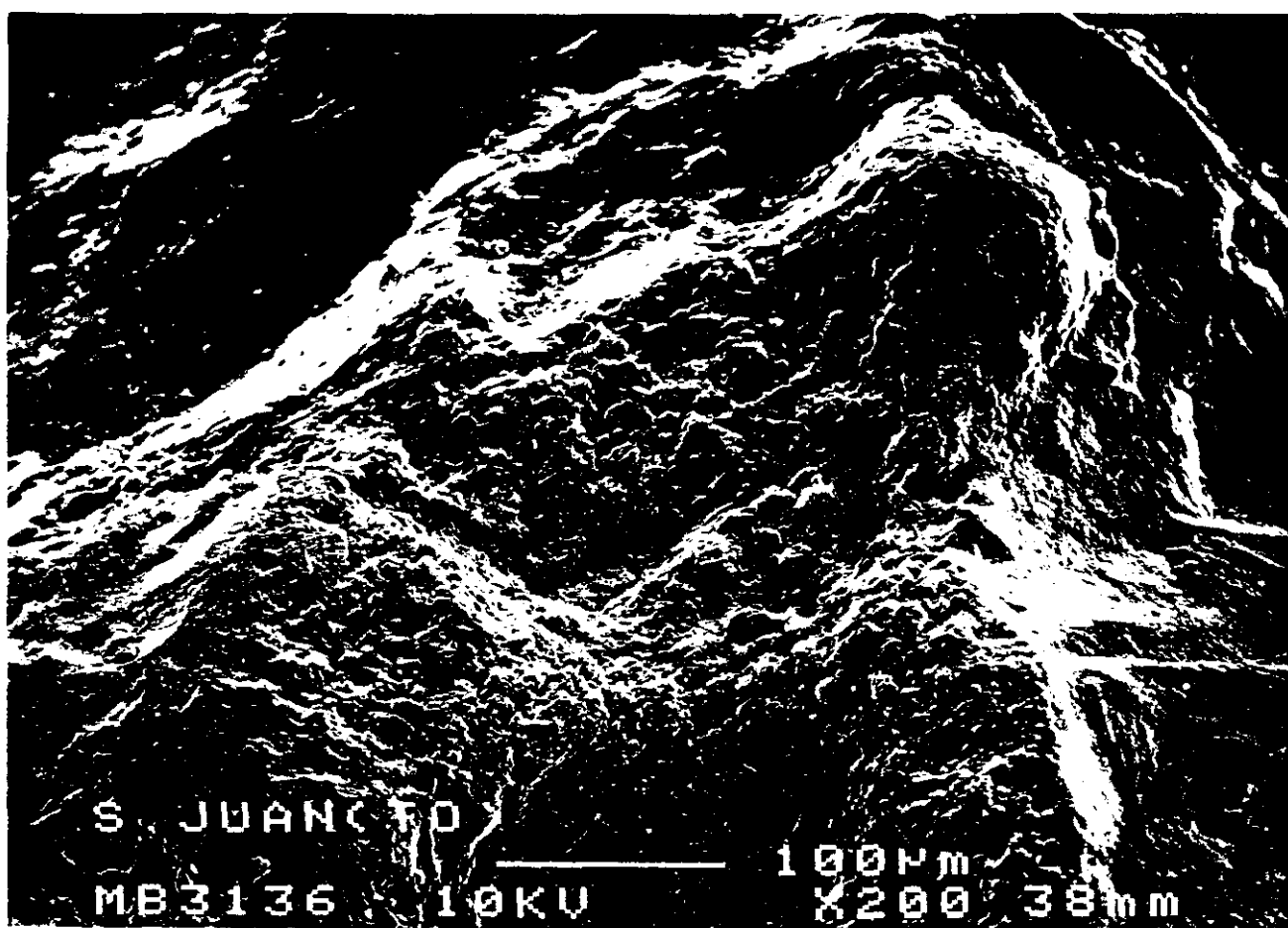


Foto 138

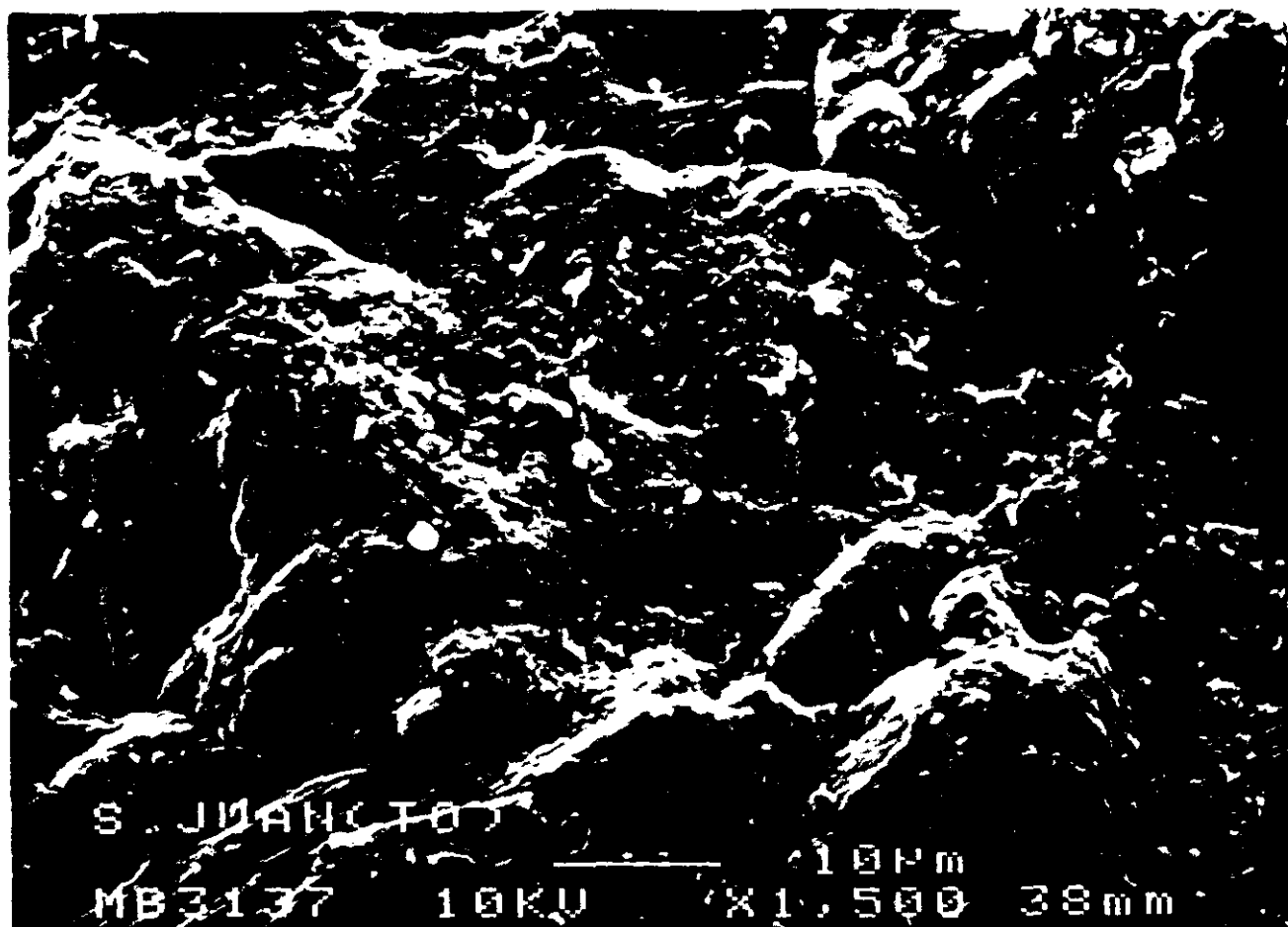


Foto 139

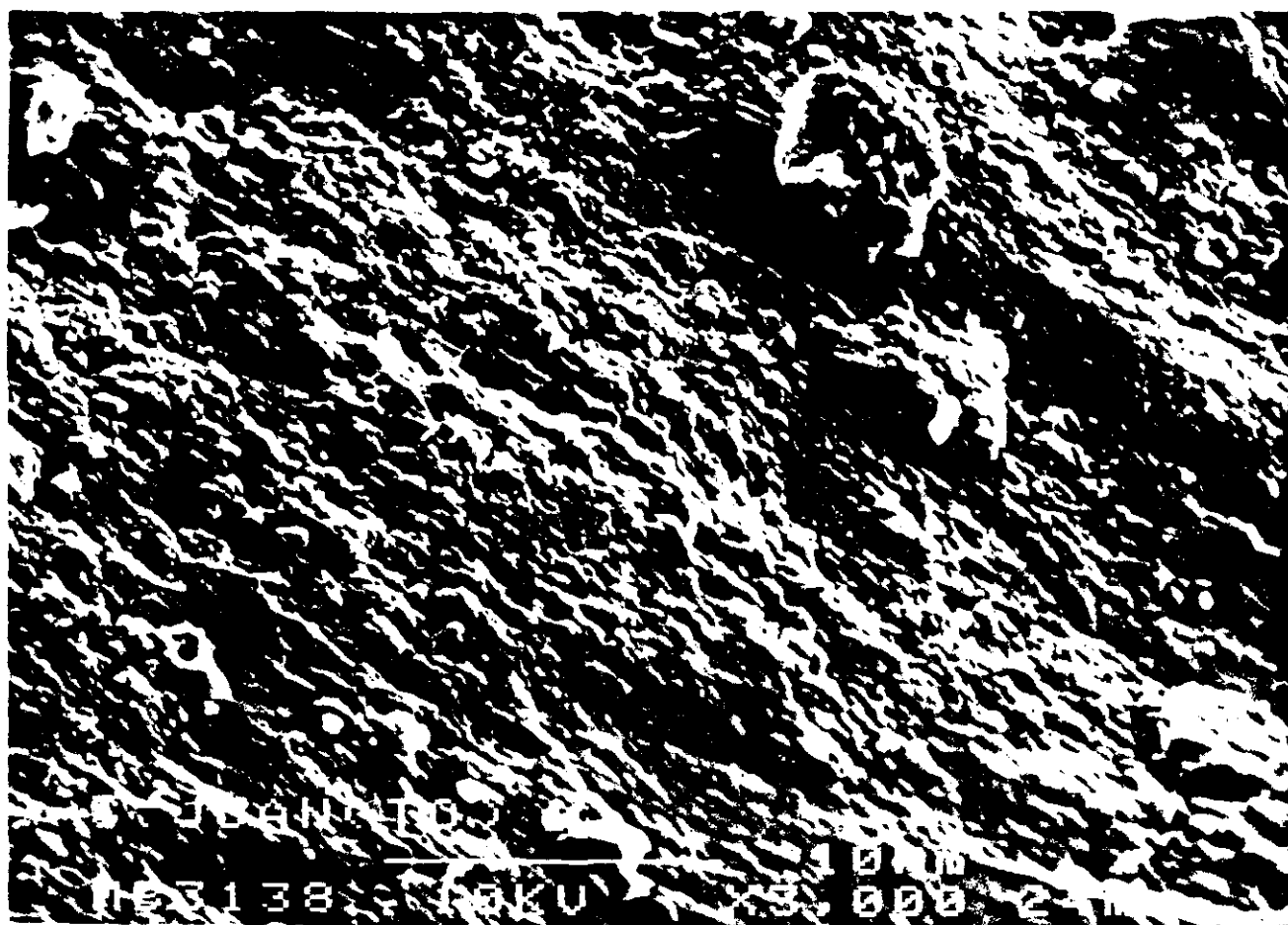


Foto 140

La **Foto 141**, es un conjunto de grano anguloso con caras planas, mayormente por las acciones físicas de fragmentación.

La **Foto 142**, es otro grano en el que se ve superficies lisas de las fracturas concoideas con incisión incipiente.

La **Foto 143**, corresponde a un detalle del grano anterior, en el que se ven ciertas oquedades que están atacadas y con fisuras de corrosión, porque probablemente se trate de un feldespatos. Posible génesis de filosilicatos por ataque de los feldespatos.

La **Foto 144**, es otro detalle en el que apreciamos superficies de cristales de Fe, como corresponde al ataque del material, ferruginización general del perfil.

#### **V.3.10.      La Higuera (Toledo)**

No es nuevo el que en las muestras mencionadas en este trabajo aparezcan dos poblaciones diferentes en cuanto a la morfoscopía. La Higuera es otro caso semejante a los tratados anteriormente, donde se pone de manifiesto el frescor de ciertos granos, claramente fracturados por la acción mecánica frente a los que han sufrido una intensa meteorización química.

La **Foto 145**, es un grano anguloso, que muestra un gran número de elementos mecánicos. El aspecto es el de haber sido roto mecánicamente.

La **Foto 146**, es un detalle del grano anterior en el que se ven bastantes caras planas, debido a fracturas concoideas. Los poros no parecen haber sido atacados químicamente. De la primera de las poblaciones cabe destacar la gran cantidad de "uves" y triángulos de percusión mecánica, aunque ello no es óbice para que existan ciertas pequeñas recristalizaciones, sin huellas de choque, aunque sí aparecen a escala de menor detalle.

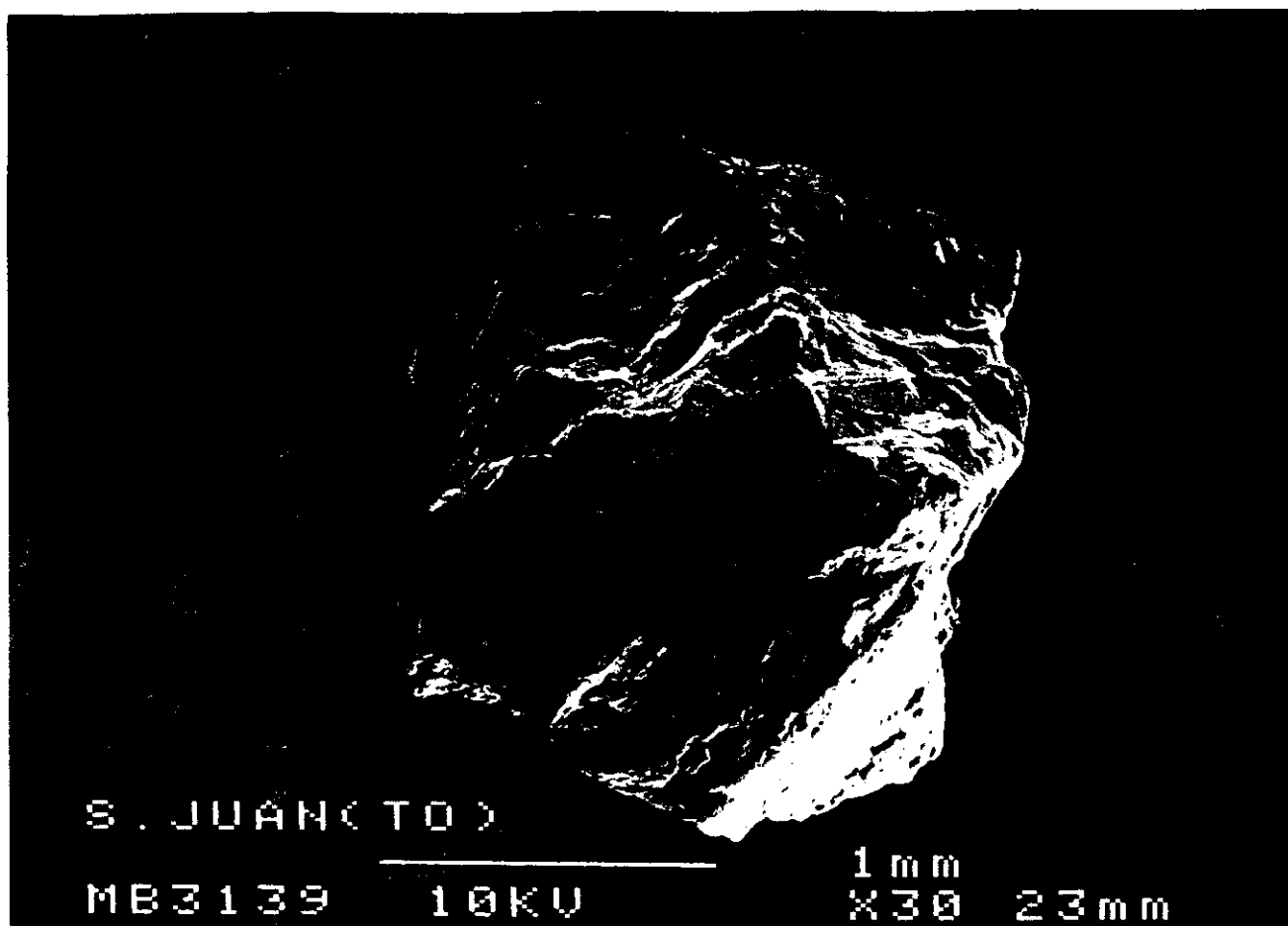


Foto 141

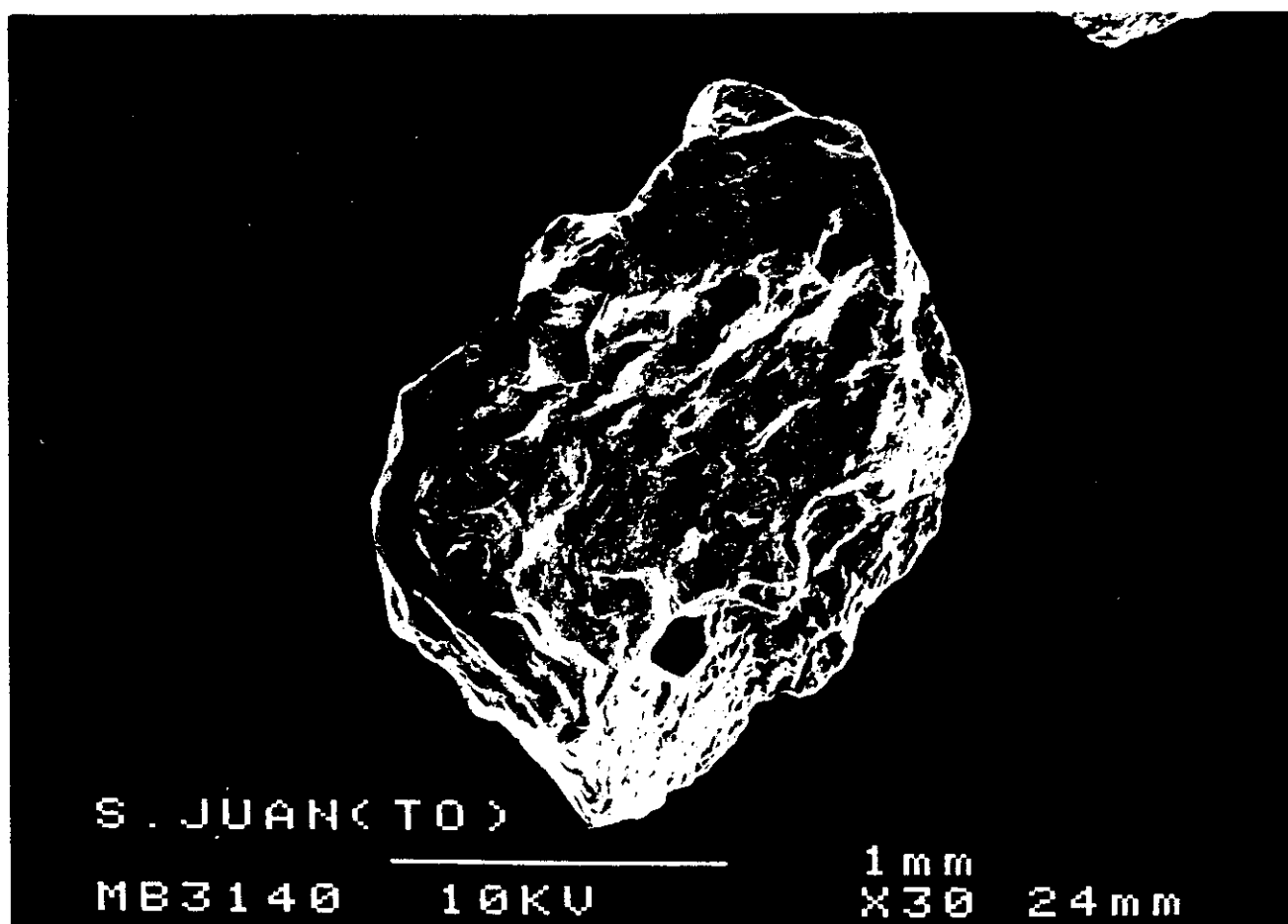


Foto 142

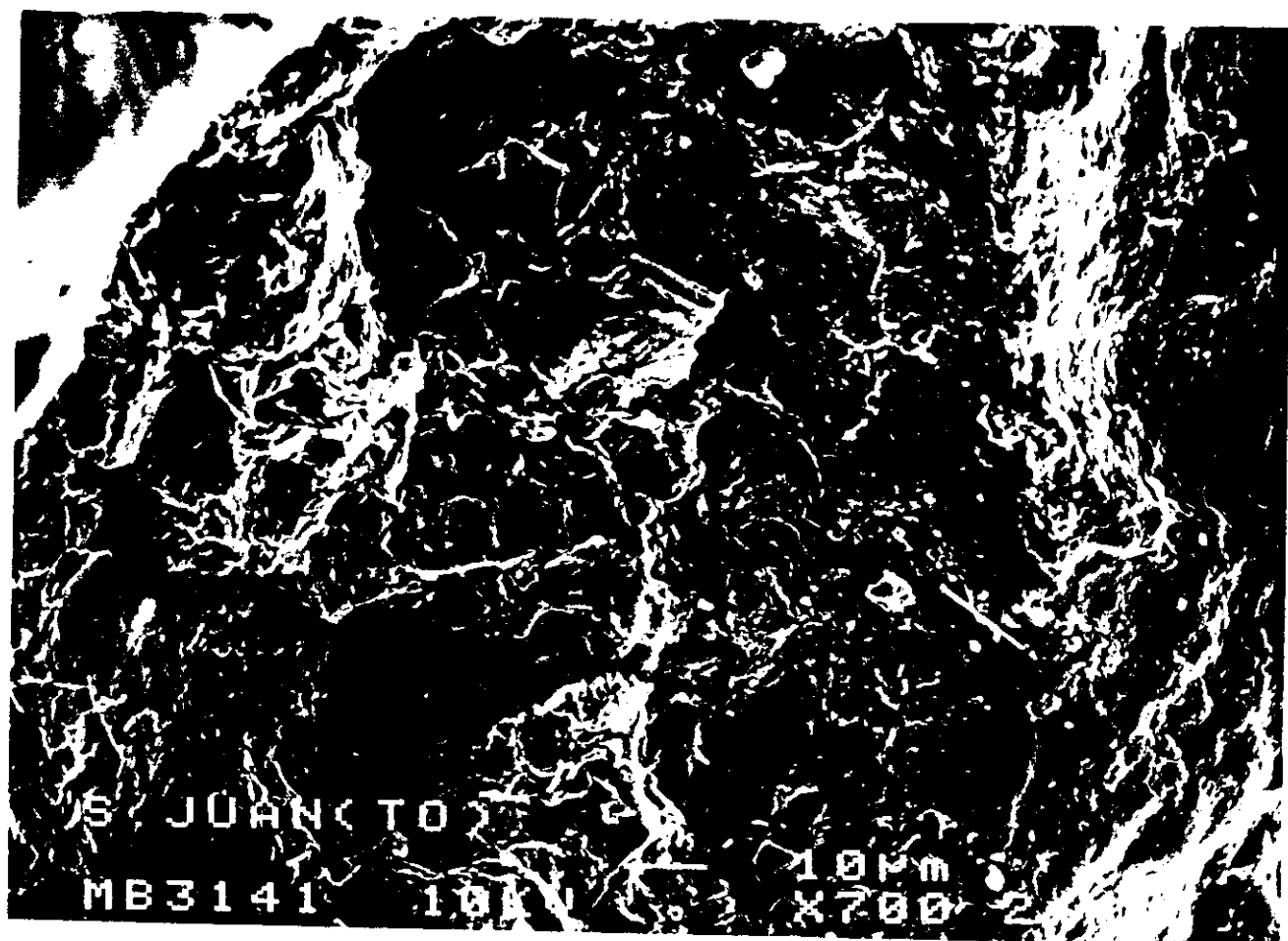


Foto 143

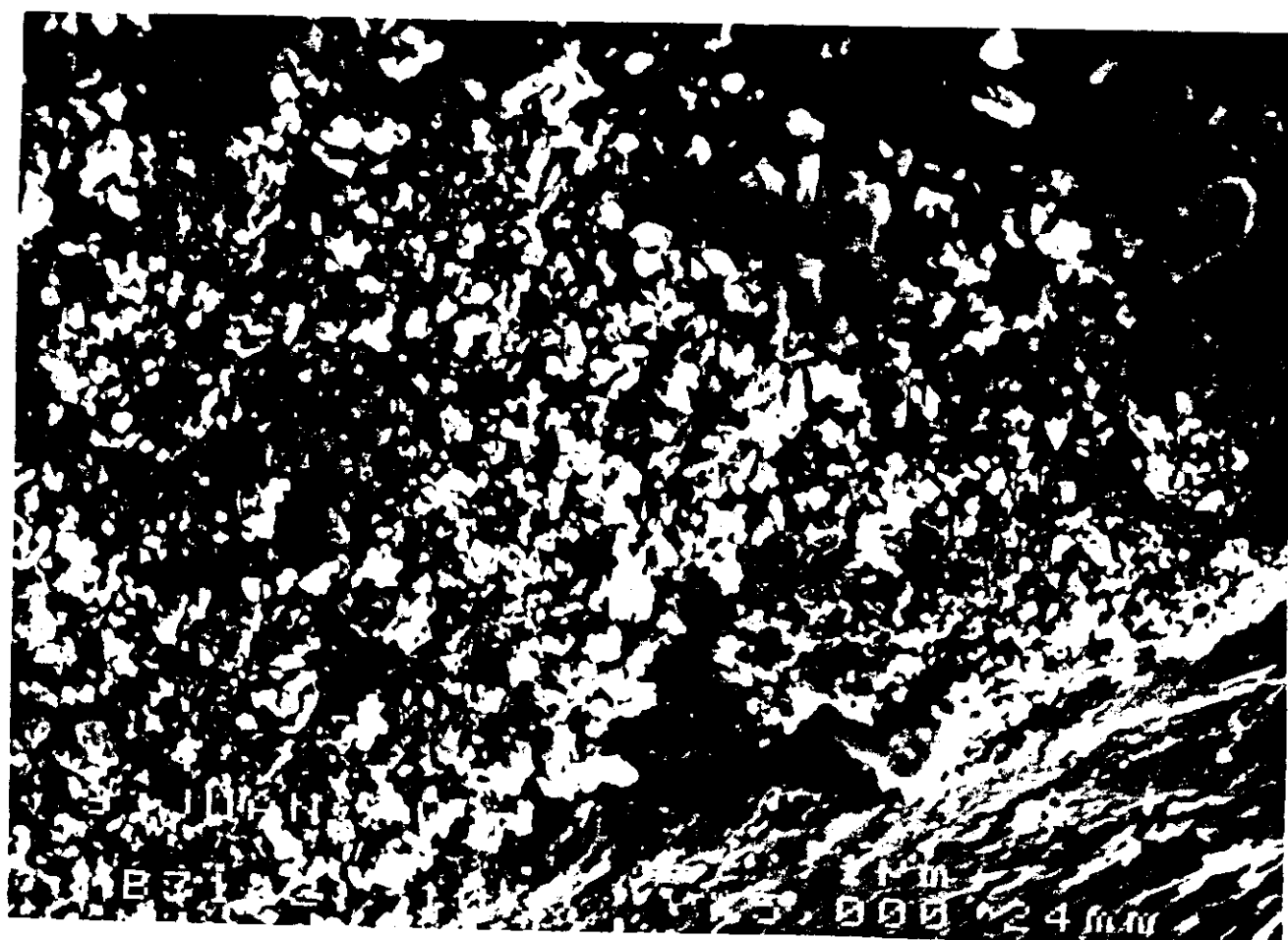


Foto 144

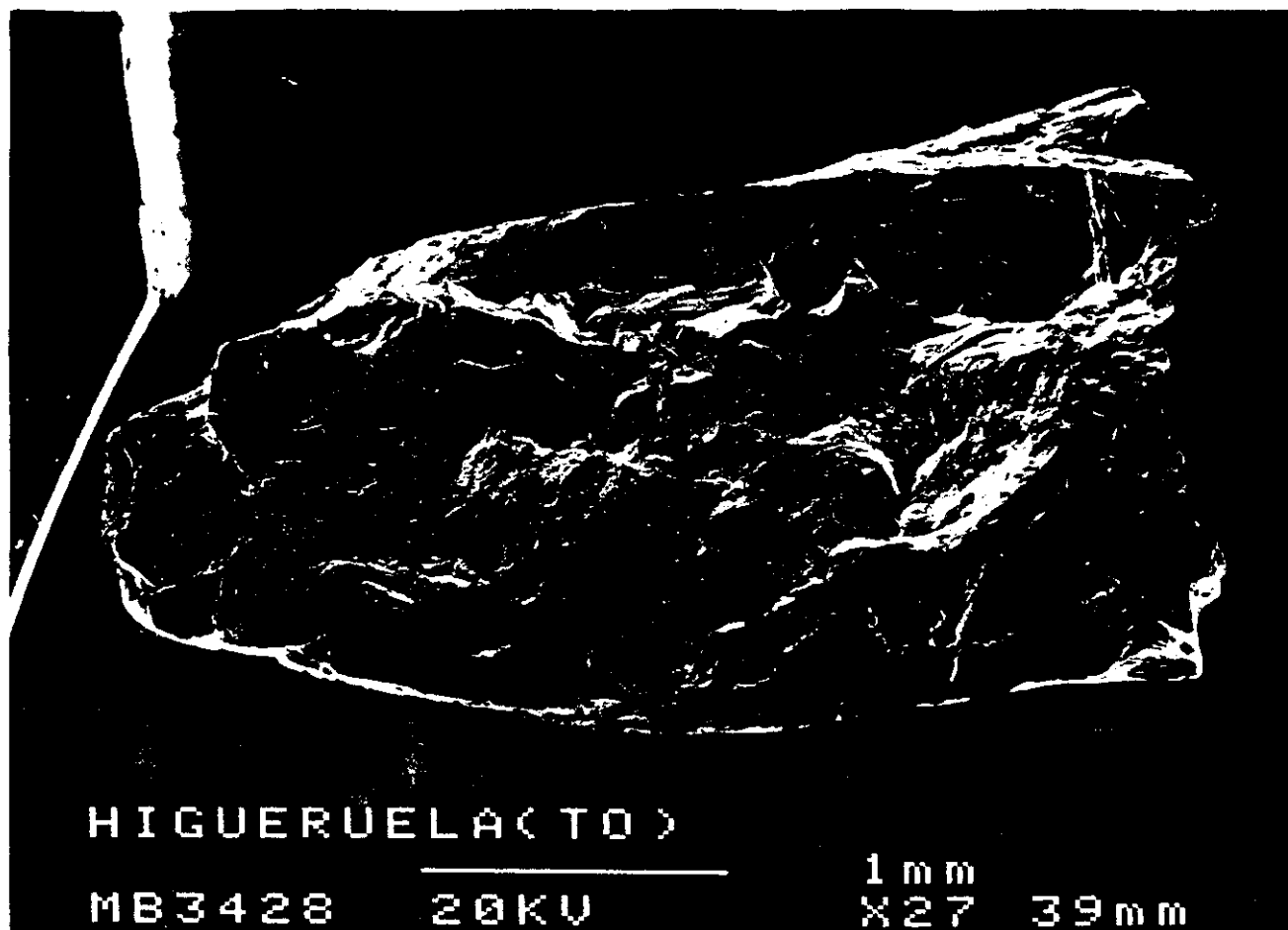


Foto 145

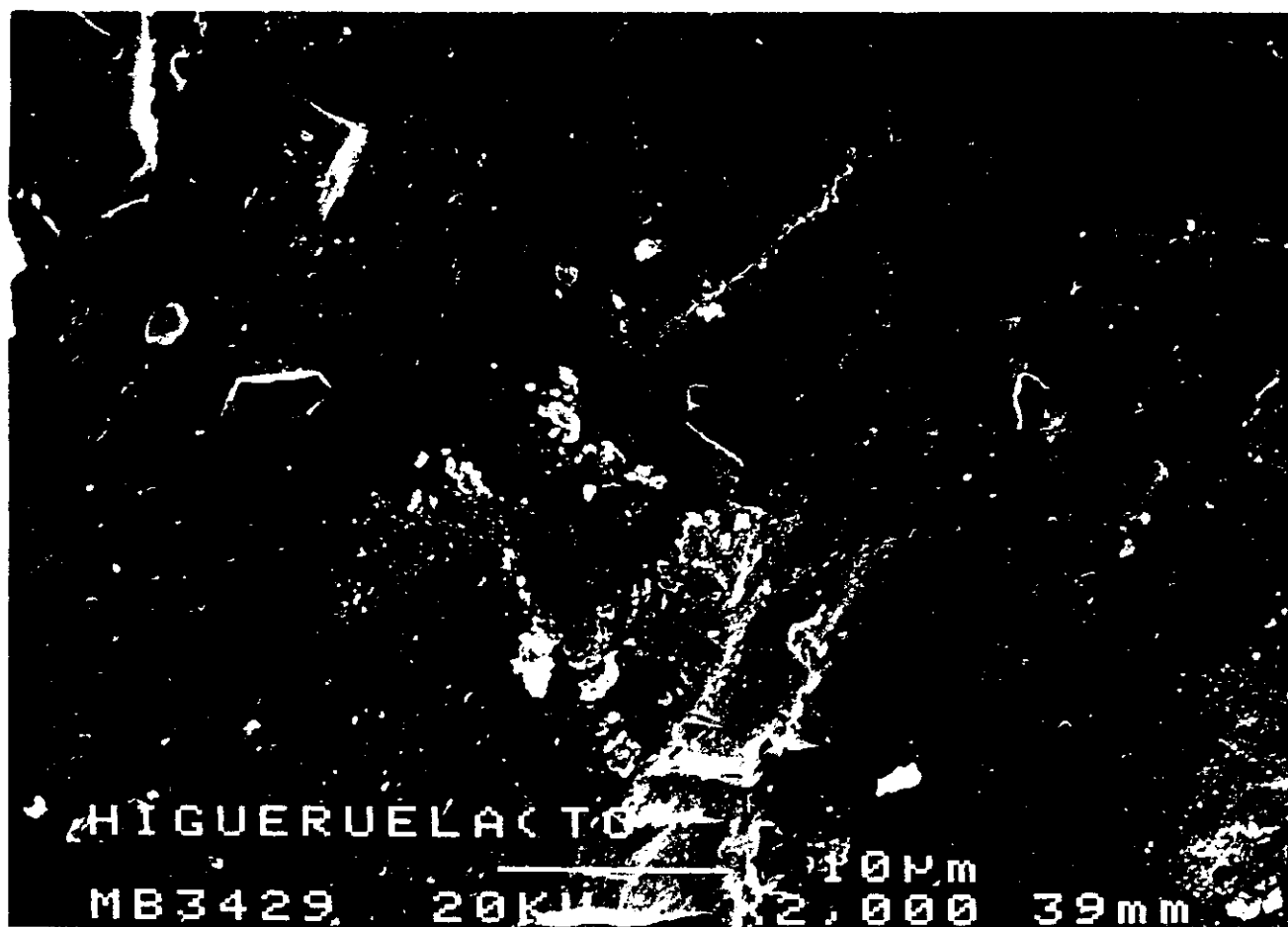


Foto 146

La **Foto 147**, es un detalle del grano anterior por otra parte, en la que se puede apreciar cierto ataque superficial y redepósito de sílice que han originado igualmente glomérulos de sílice amorfa y ciertas formas arriñonadas.

En otros lugares el ataque químico también es incipiente, tal y como cabe pensar de un área de cabecera.

La **Foto 148**, corresponde a otro grano anguloso, de cuyo aspecto concluimos que el transporte ha debido ser escaso. Hay ausencia de muescas de choque, lo que se puede explicar por:

- a) la enorme antigüedad - han desaparecido, han sido borradas; ha habido procesos posteriores que las enmascaran, y
- b) lo granos se han transportado apenas sin choque - en corrientes de alta densidad lo que se corresponde bien con las condiciones del ápice de un sedimento de abanico aluvial.

La **Foto 149**, es un detalle del grano anterior en el que se aprecia las pocas huellas de choque, y que a un tamaño de x 3000 presentan cierta diagénesis. Las fisuras muestran igualmente contornos suavizados, lo que suponemos debe haberse producido por un ataque químico, al que se ve sometida la muestra.

Esta **Foto 150**, pertenece a otro grano también subanguloso. Muestra superficies rotas junto a ataque químico, más próximo al segundo grano de esta muestra que al primero. La población de granos atacados químicamente no ofrece las huellas del accionamiento mecánico con marcas de choque, sino que, en su lugar, se aprecian racimos botroidales de amorfos debidos a la corrosión y posterior precipitado. La superficie del grano se ve tapizada por cristales de filosilicatos, muy especialmente de caolinita, con bellos hábitos hexagonales.



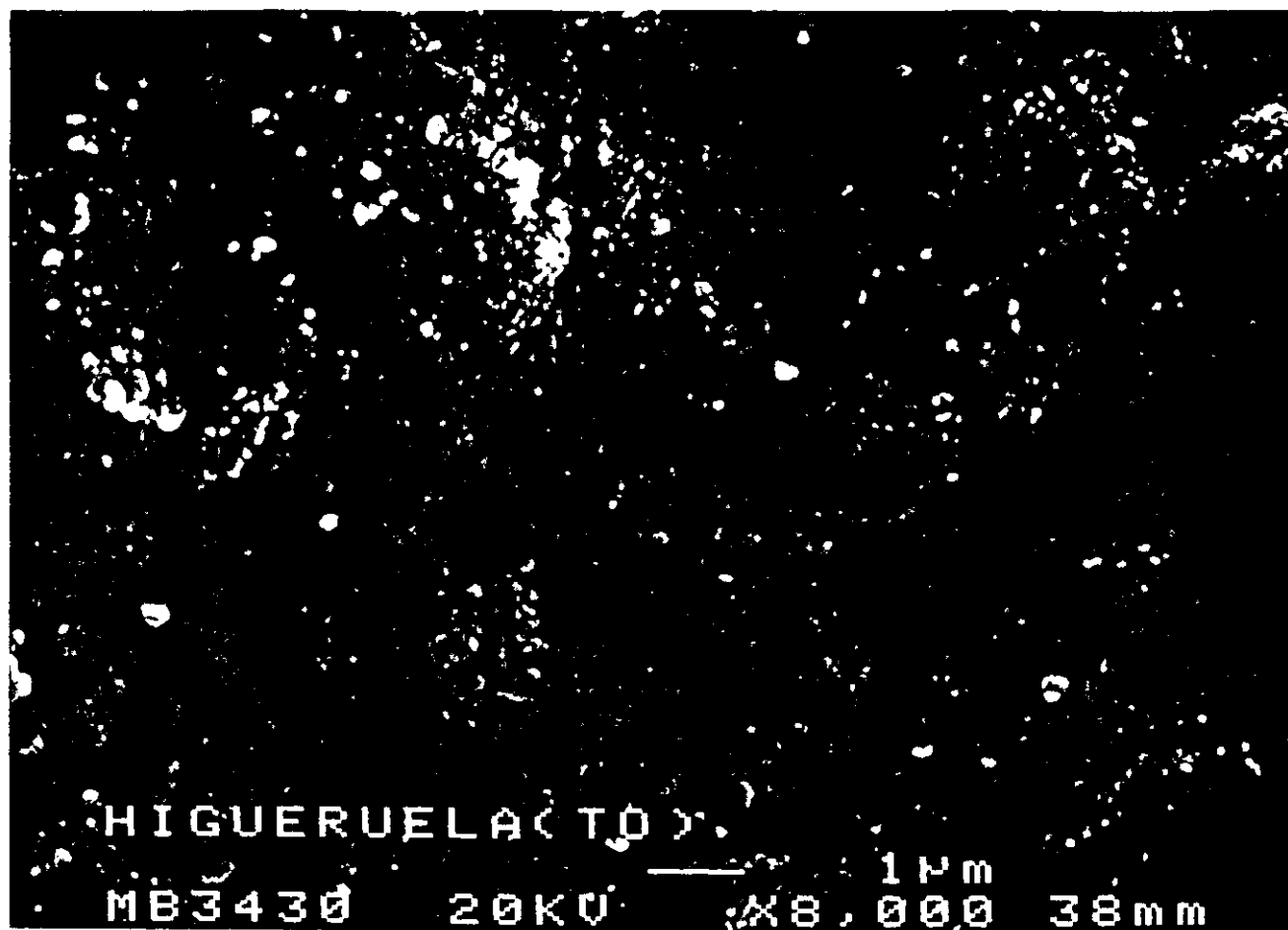


Foto 147

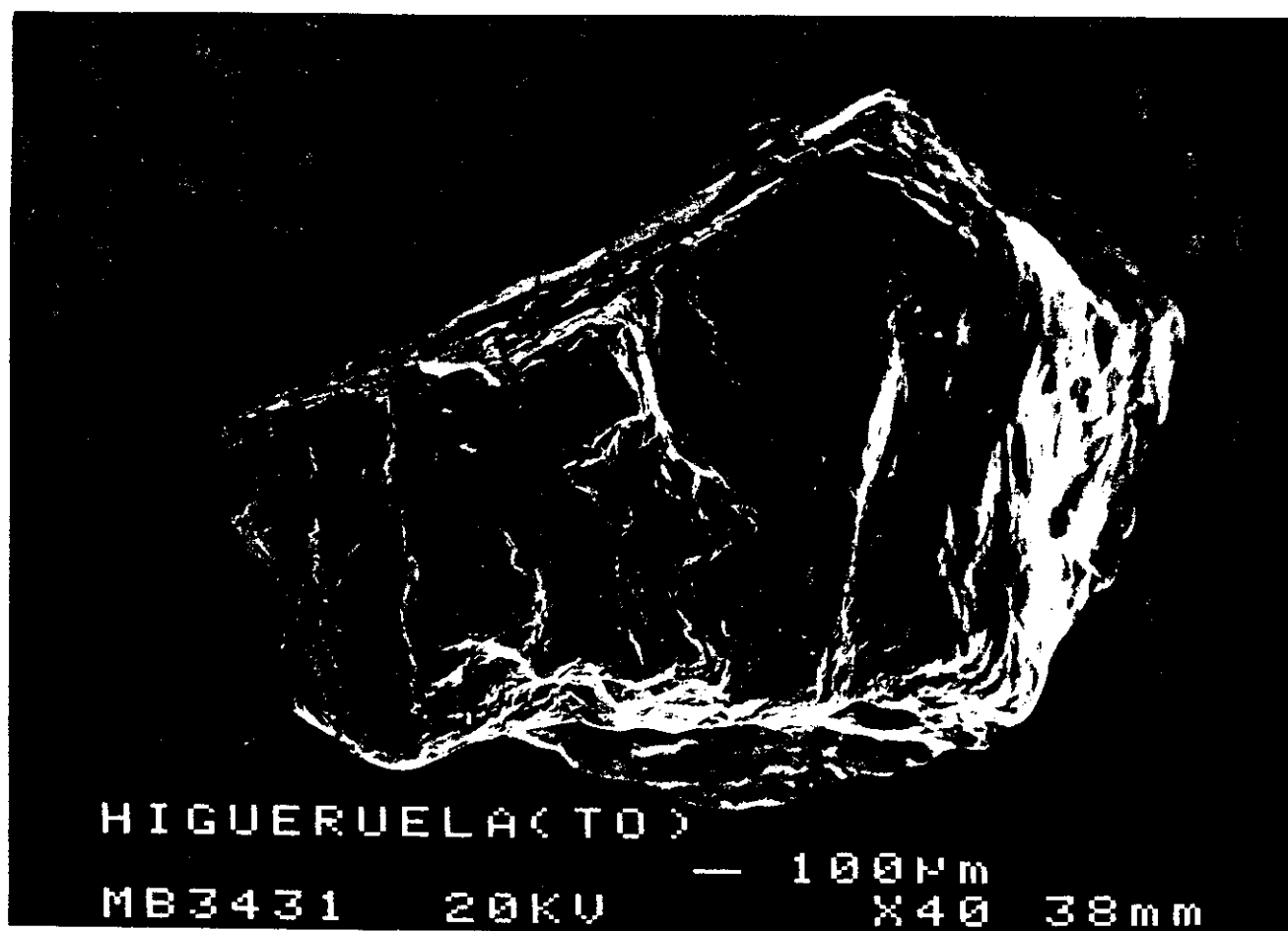


Foto 148

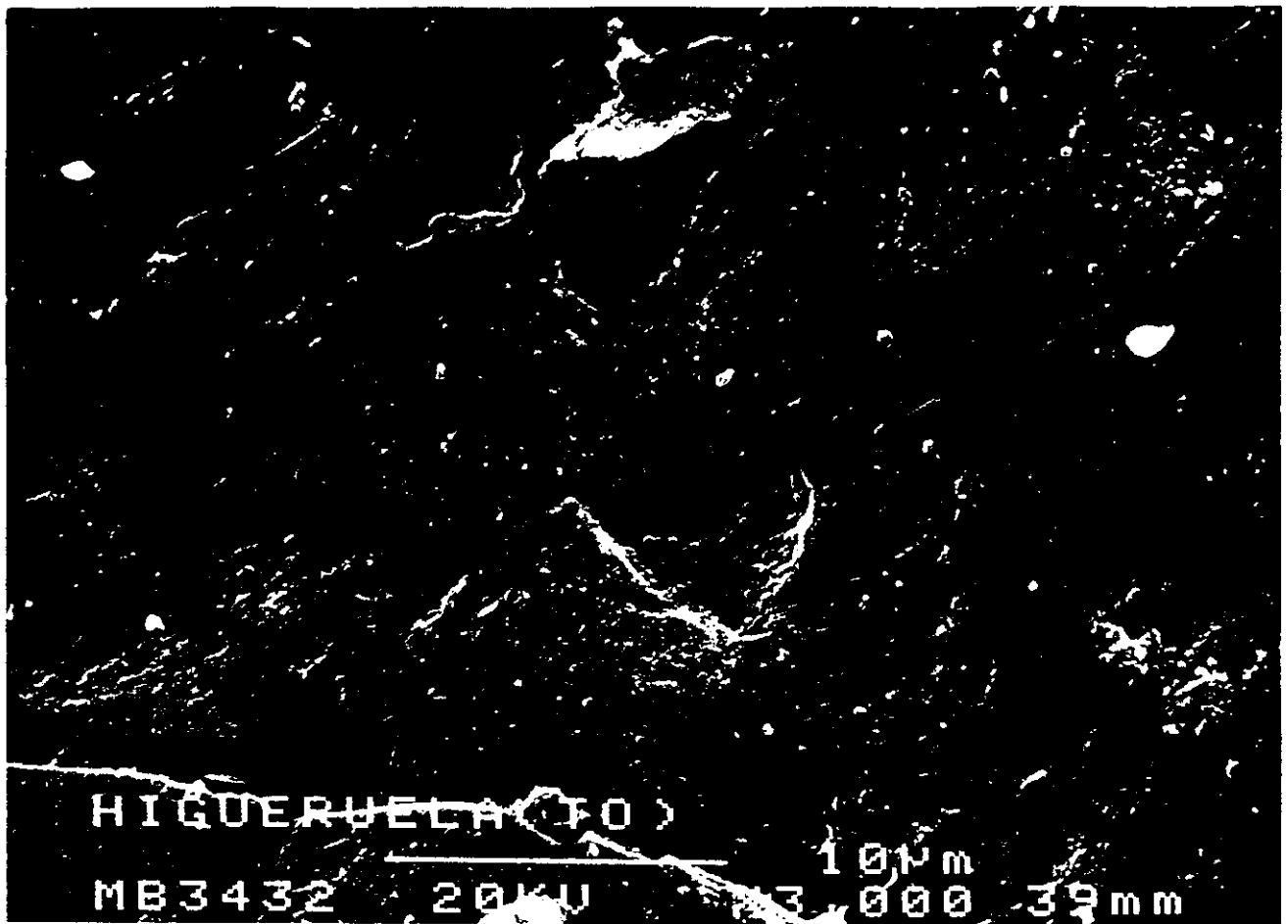


Foto 149



Foto 150

La **Foto 151**, es otro detalle de la foto anterior en el que vemos micas y arcillas adheridas a la superficie del grano. Este presenta huellas de desconchado y crecimiento íntimamente ligado a la superficie de cristales micáceos.

#### **V.3.11.      El Viso del Marqués (Ciudad Real)**

Una vez más, se asocian los dos tipos de procesos principales, físicos y químicos. La **Foto 152**, es un conjunto de grano subanguloso, aparentemente con muescas de fragmentación. La existencia de ciertas formaciones de aspecto orgánico, ya sea superpuestas a la superficie del grano, ya íntimamente unidas a la misma, será objeto de un análisis más pormenorizado en el siguiente apartado de Santa Elena.

La **Foto 153**, es un detalle del grano anterior, en el que se puede ver en las mesetas más prominentes huellas de arañazos, fruto del roce entre los granos, por lo que puede asegurarse que existió contacto entre los mismos durante el transporte. Este hecho denota un ambiente acuoso, que no una pasta en la que las colisiones estarían prácticamente imposibilitadas. A las acciones mecánicas se superponen los procesos químicos que, en primer lugar, suavizan las estrías de colisión y, posteriormente, corroen.

La **Foto 154**, es otro grano subanguloso. Presenta muchas huellas de haber sido roto como escalones y fracturas concoideas aunque bastante retocadas. La superficie se halla atacada y se puede ver, incluso con pocos aumentos, el ataque químico y la recristalización.

La **Foto 155**, es un detalle de una de las caras planas del grano: en éste se observa por orden de cronología:

- a)      fracturación
- b)      ataque intensísimo, que también afecta a las grietas de alteración.

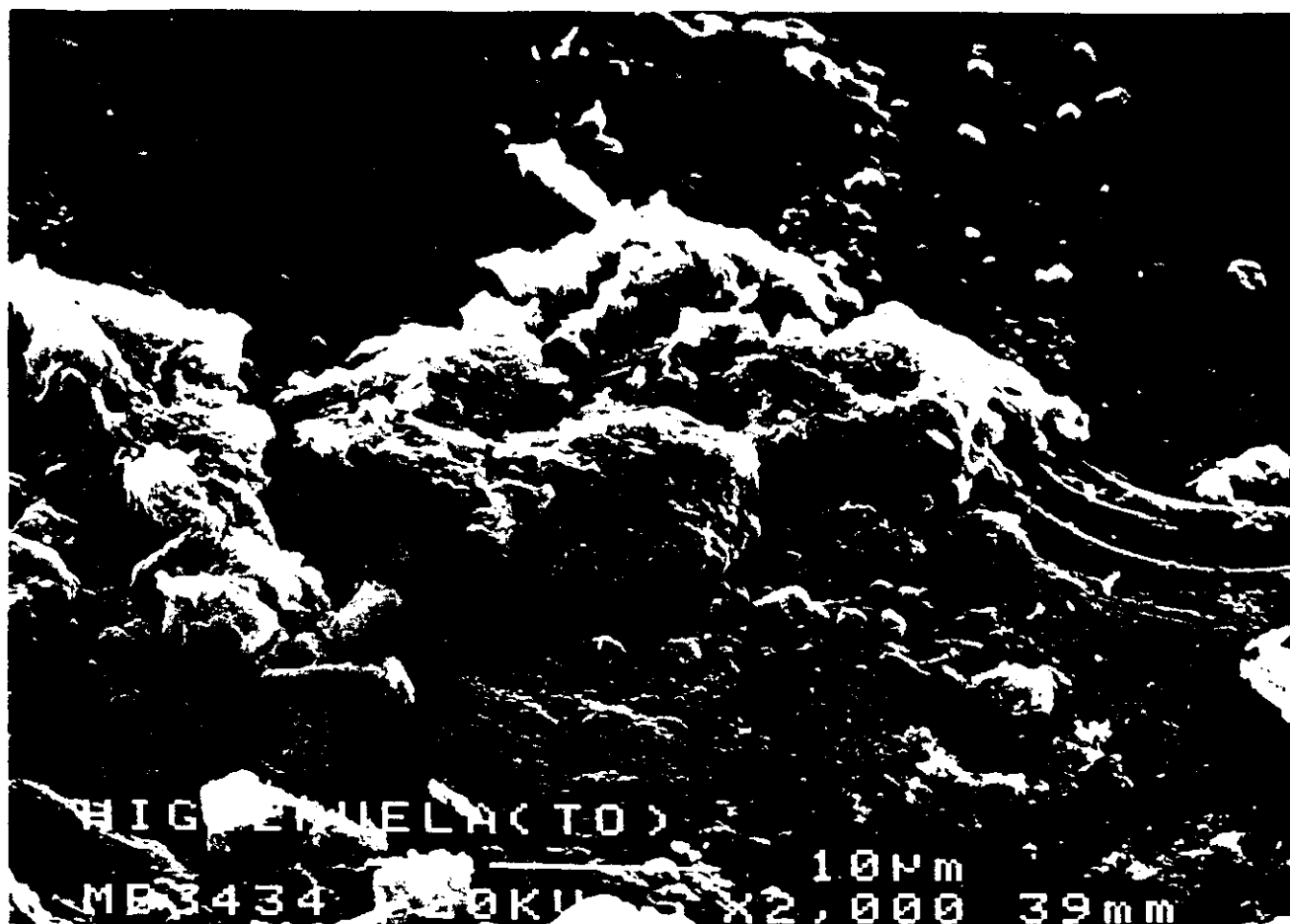


Foto 151

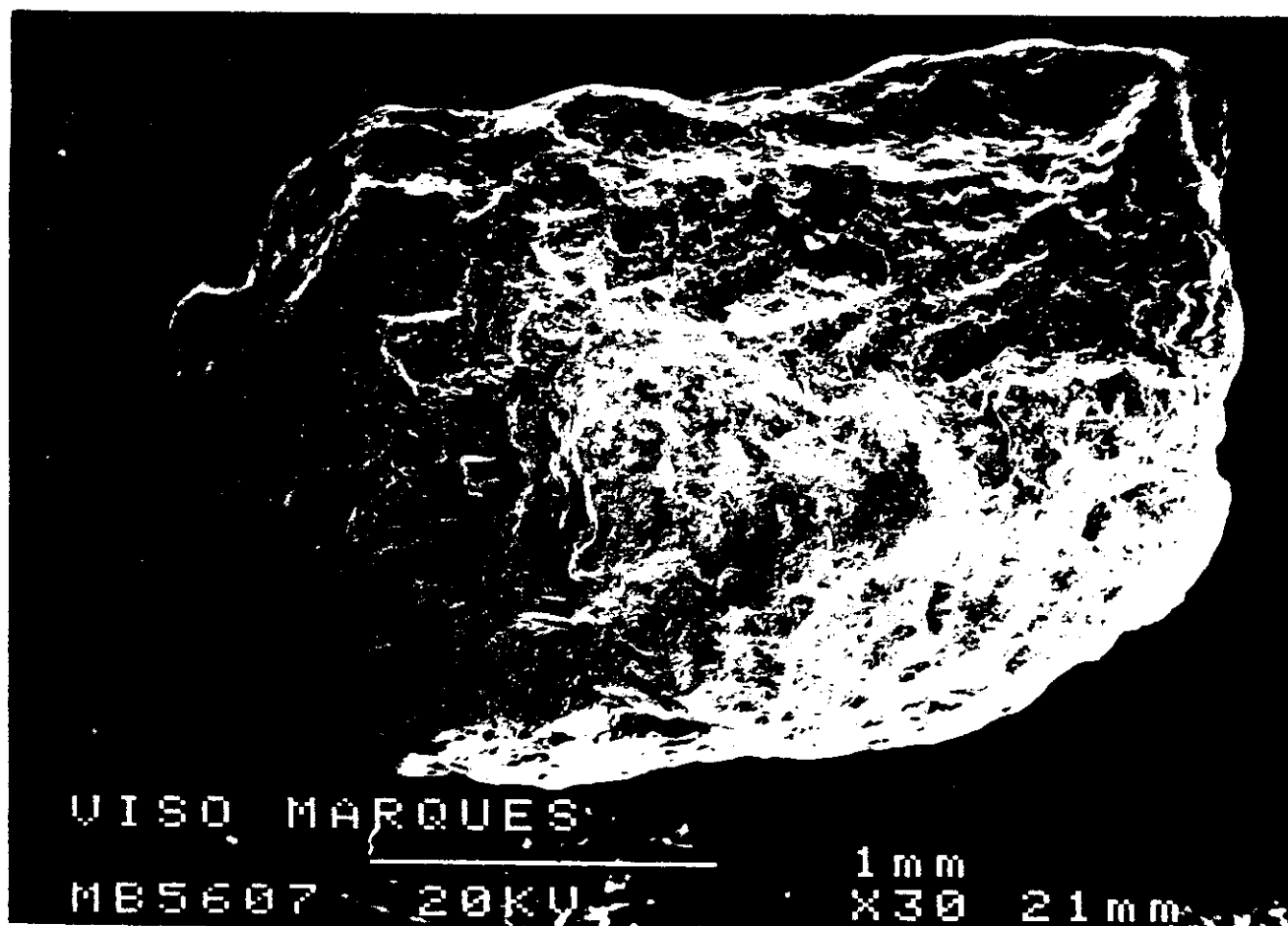


Foto 152

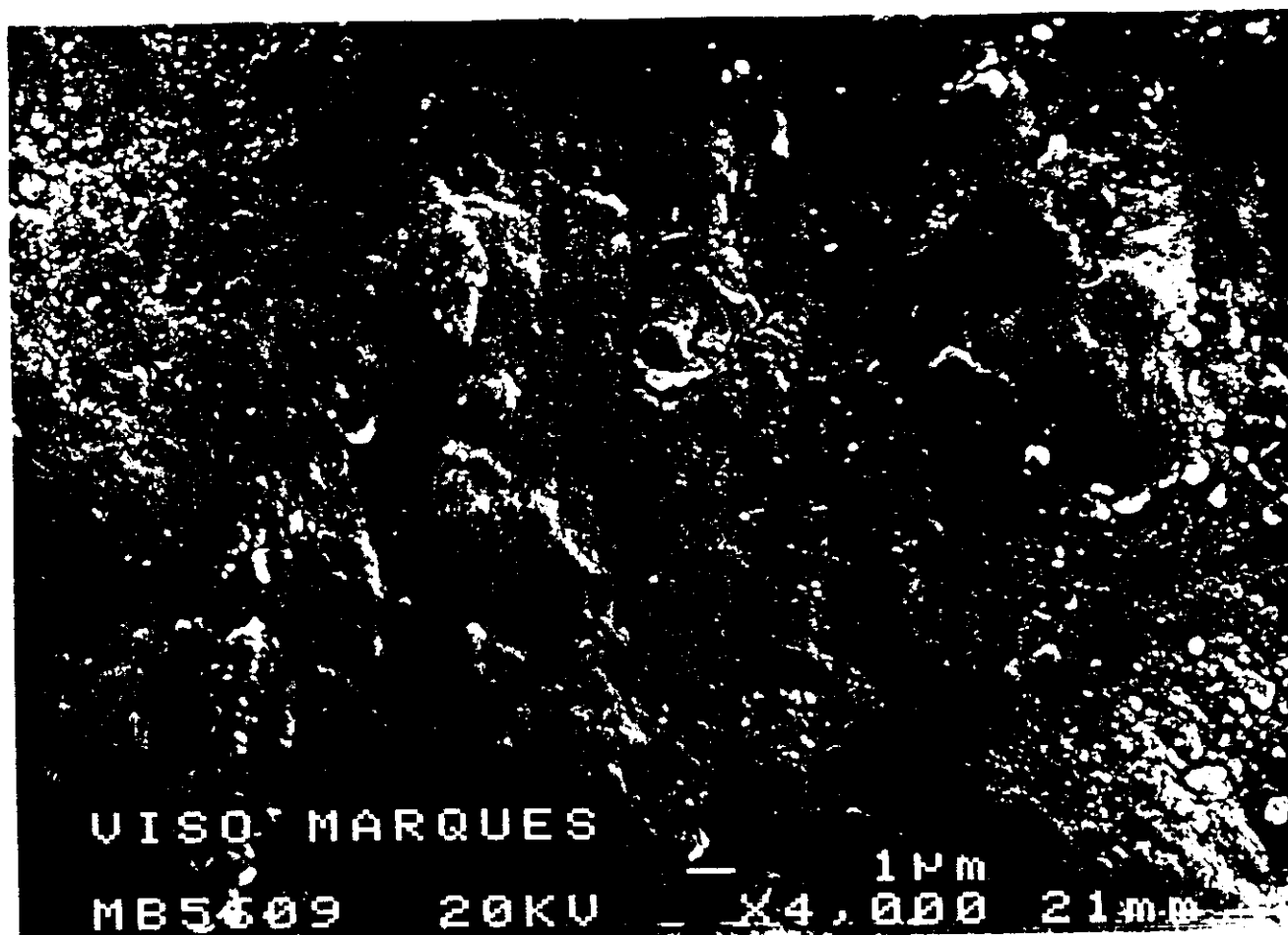


Foto 153

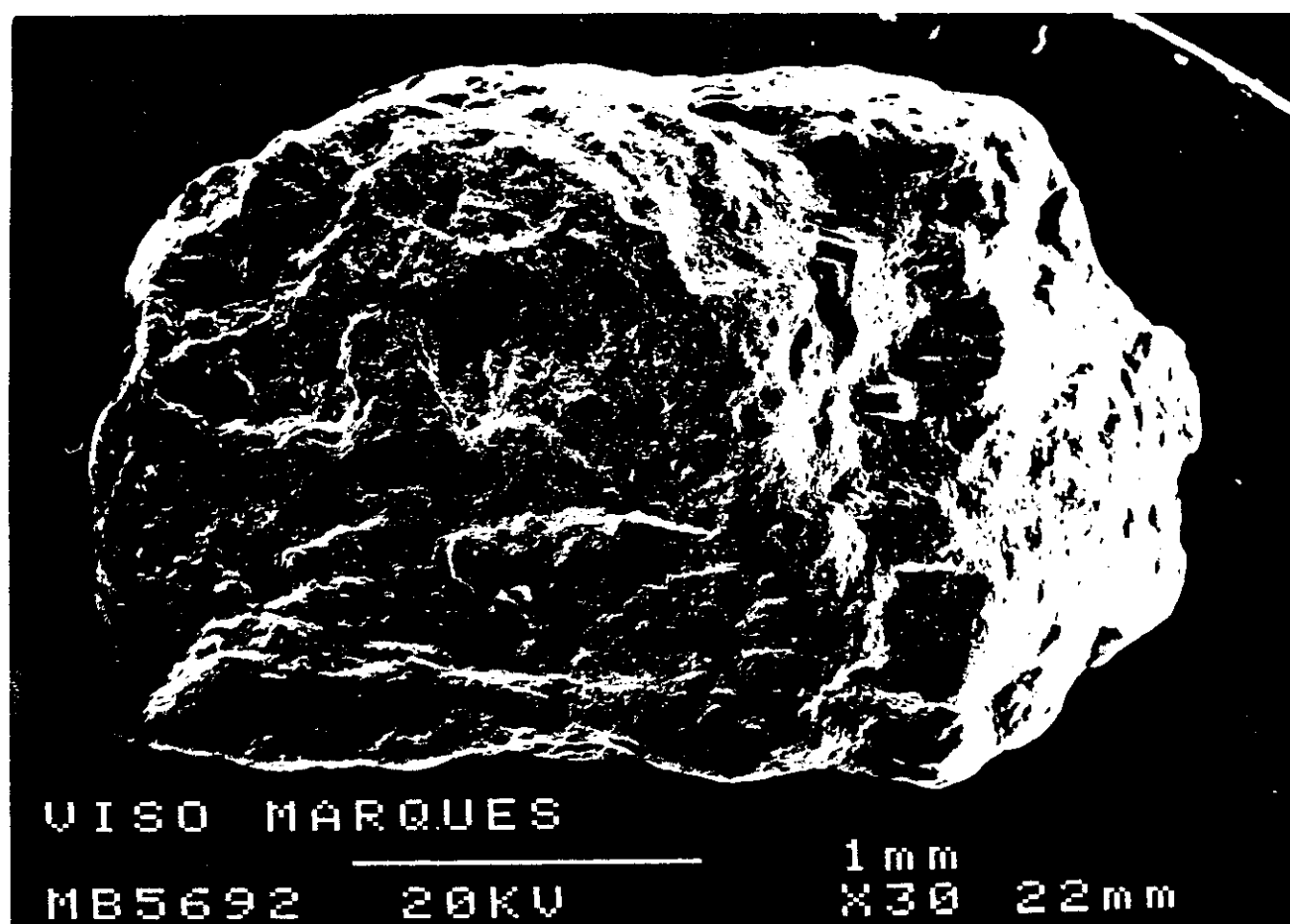


Foto 154

El hecho más llamativo lo constituye el apilamiento de capas superpuestas de recristalización. Se han llegado a contar hasta cinco, lo que supone un récord respecto de todas las muestras estudiadas. La composición de las películas se supone silíceas, por la abundancia de escamas del tipo de "piel de pez". Sobre la última de las capas se sitúan cristales sueltos de caolinita de neoformación.

La **Foto 156**, es del mismo detalle que el anterior en el que se ve el ataque intensísimo en una fractura previa. Todo parece indicar que las capas externas de sílice se han ido recristalizando posteriormente, y en los bordes de las películas externas aparecen cristales bien definidos de hábito hexagonal (caolinita).

La **Foto 157**, es otro detalle en el que vemos cómo sobre la superficie más plana del grano han crecido junto a huecos, cristales que presentan exfoliación natural o bien han sufrido una compresión (dado que un ángulo parece en torno a  $60^\circ$  y el suplementario de  $120^\circ$ ). Por la apariencia de los bordes podría tratarse de caolinita (hexagonal) de tamaño limo. Existen también aquí una serie de "arañazos" en la superficie del grano que, sin embargo, han sido luego agrandados por la meteorización, pero las supuestas alineaciones de exfoliación, no se corresponden con los arañazos de la muestra.

También existen ciertas formaciones de aspecto orgánico, ya sea superpuestas a la superficie del grano, ya íntimamente unidas a la misma, que será objeto de un análisis más pormenorizado en la siguiente muestra de Santa Elena.

La **Foto 158**, es otro detalle en el que apreciamos ciertos canales hundidos que tienen en los bordes "bolitas" o esférulas que según parecen serían depósitos de sílice amorfa, pero que a gran detalle parecen pasar a material subhedral de tipo hexagonal.

La **Foto 159**, pertenece al detalle de otro grano también subanguloso. Presenta, especialmente visibles en los bordes, unas películas o guantes que ciñen a la supuesta superficie original del grano de cuarzo. En el fondo de ciertas oquedades aparecen numerosos cristales, incluso grandes, de neoformación. Aún y así, el recu-

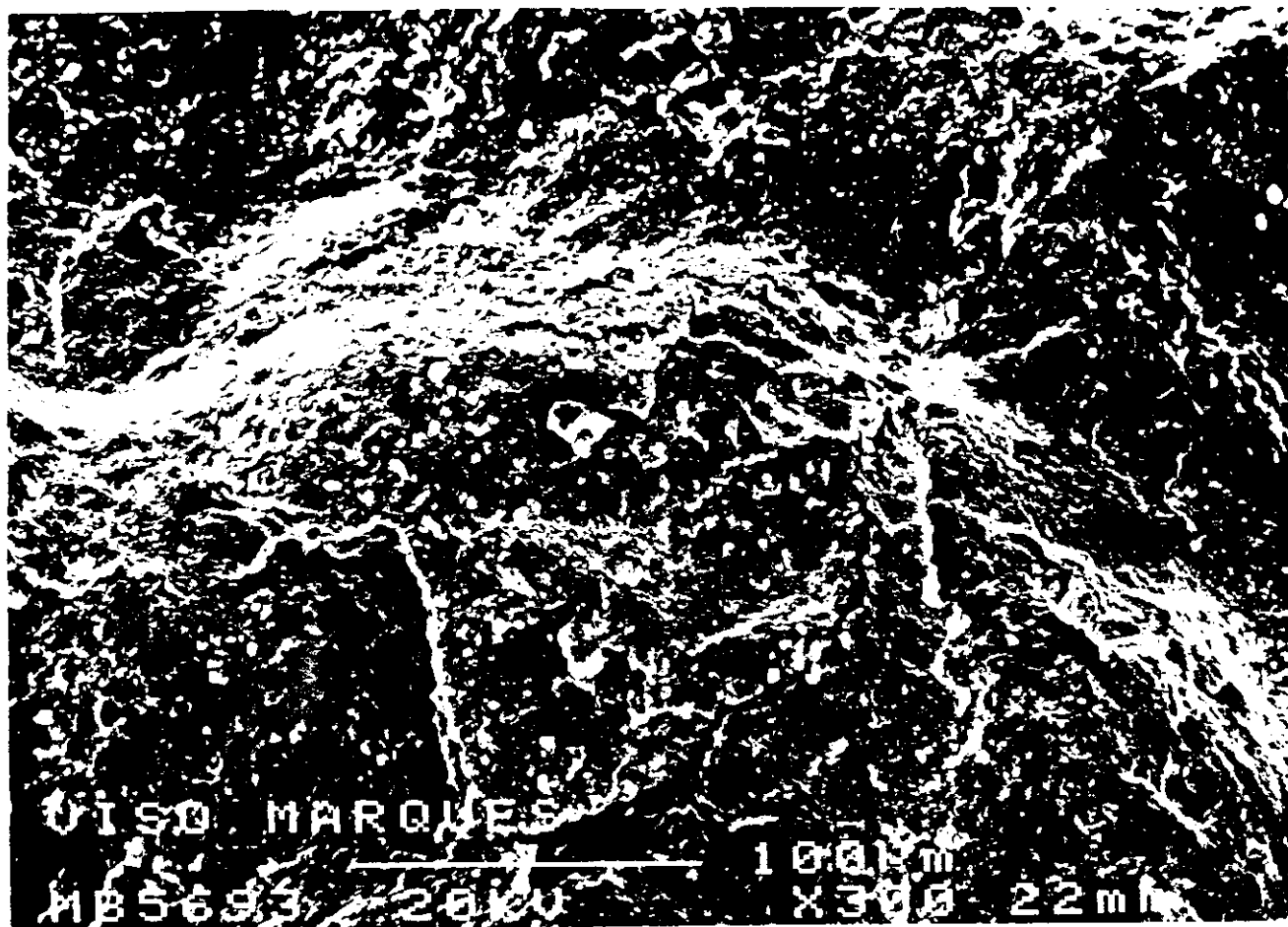


Foto 155

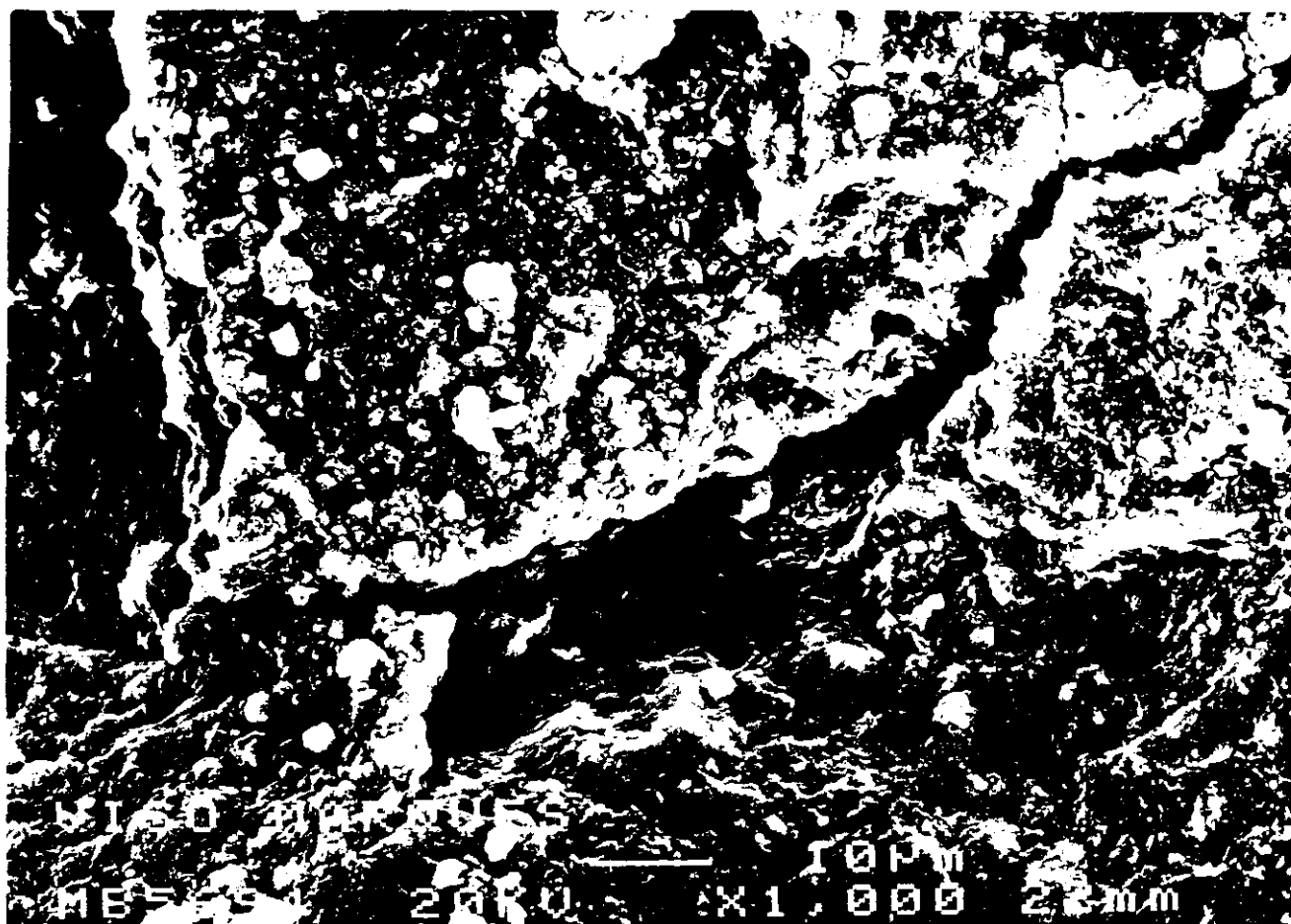


Foto 156

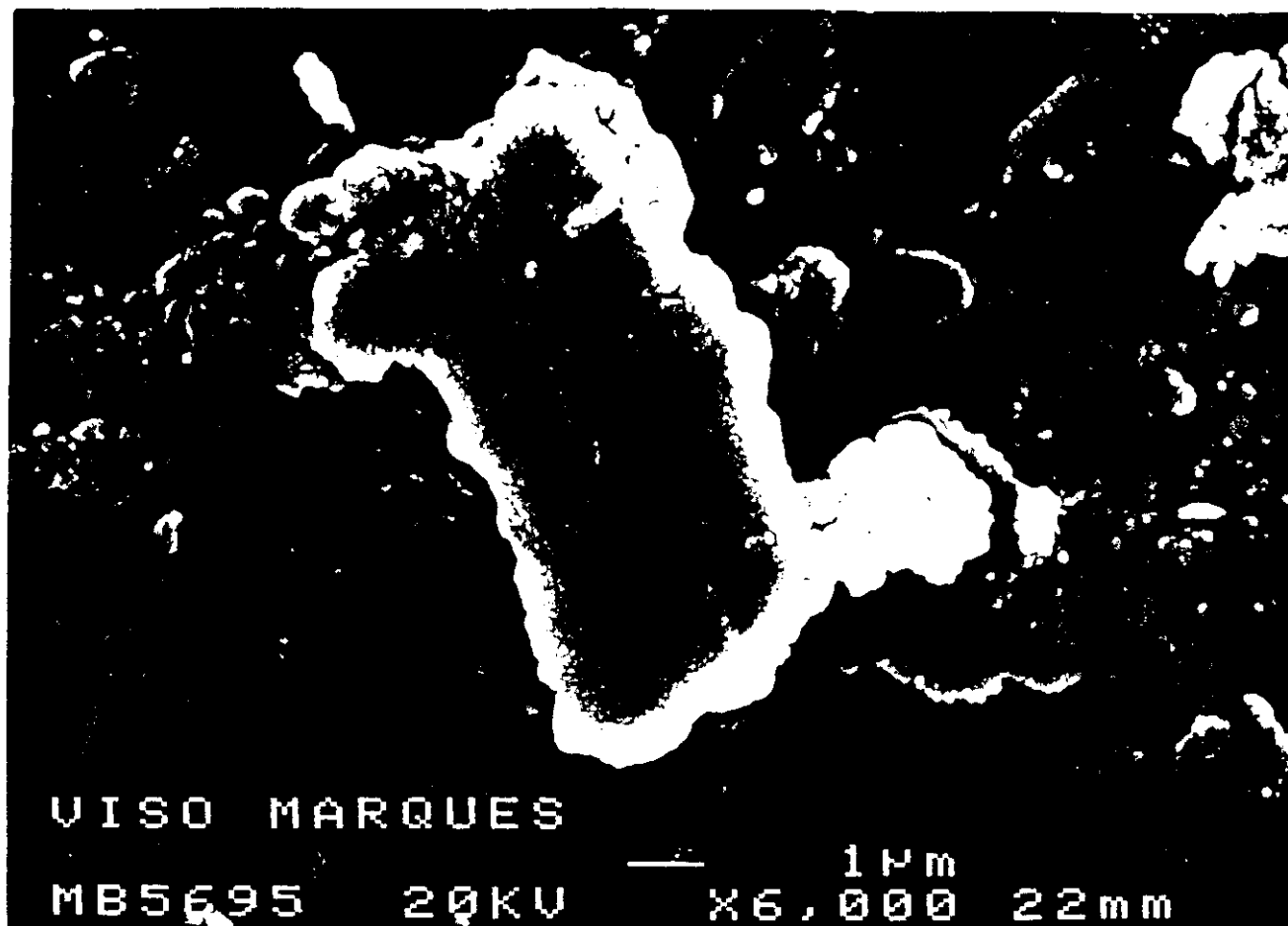


Foto 157

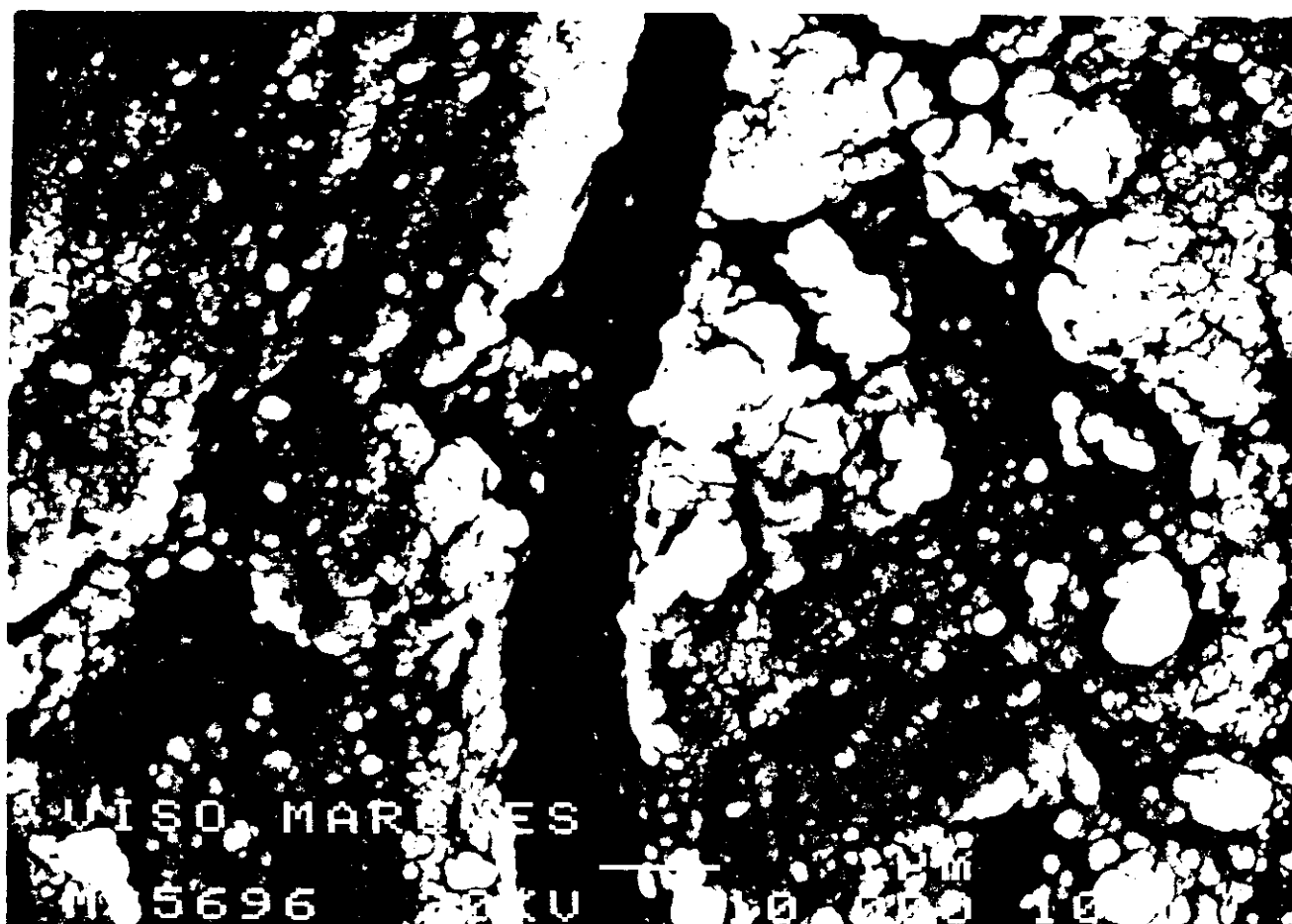


Foto 158



brimiento también se encuentra atacado, y en algunos lugares hasta rajado, por lo que se puede tener acceso al grano a través de ventanas. Ciertas ventanas se podrían haber generado por el paso del material amorfo original de la película a un nuevo ordenamiento: la cristalización. La pérdida de volumen llevaría aparejado un agrietamiento.

La **Foto 160**, es el detalle de otro grano también subanguloso. En él aparece fracturas concoideas típicas, lo que parece evidenciar un proceso mecánico producido recientemente. También en las fracturas hay un inicio de ataque químico, con los típicos huecos tetraédricos de edafización. No obstante lo dicho, también existen nidos de ataque intensivo, puestos de manifiesto en la fotografía.

Esta **Foto 161**, pertenece al detalle de otro grano también subanguloso. Se ve igualmente película de sílice escamosa y laminillas de precipitación. La superficie posee recristalizaciones de caolinita, que por otra parte, han sufrido ataque, y por ello las caras euhedrales en parte han desaparecido, o están en proceso de desaparición.

#### **V.3.12.     Santa Elena (Jaén)**

Resulta ya tópico el doblete de acciones mecánicas y de corrosión, pero aquí también se manifiestan. Los granos son subangulosos, mostrando numerosas y fuertes anfractuosidades, escamas de fracturación y abundantes rebabas de cristales encima de las caras planas. La superficie de los granos suele estar cubierta por una alfombra de esférulas micrométricas de amorfos de sílice, que, en ciertos lugares parecen ir pasando progresivamente a formas cristalinas.

La **Foto 162**, es un grano anguloso-subanguloso. Presenta escamas generales por fracturación, aunque ya a primera vista ofrece huellas de disolución en los bordes de las caras, y especialmente en oquedades.

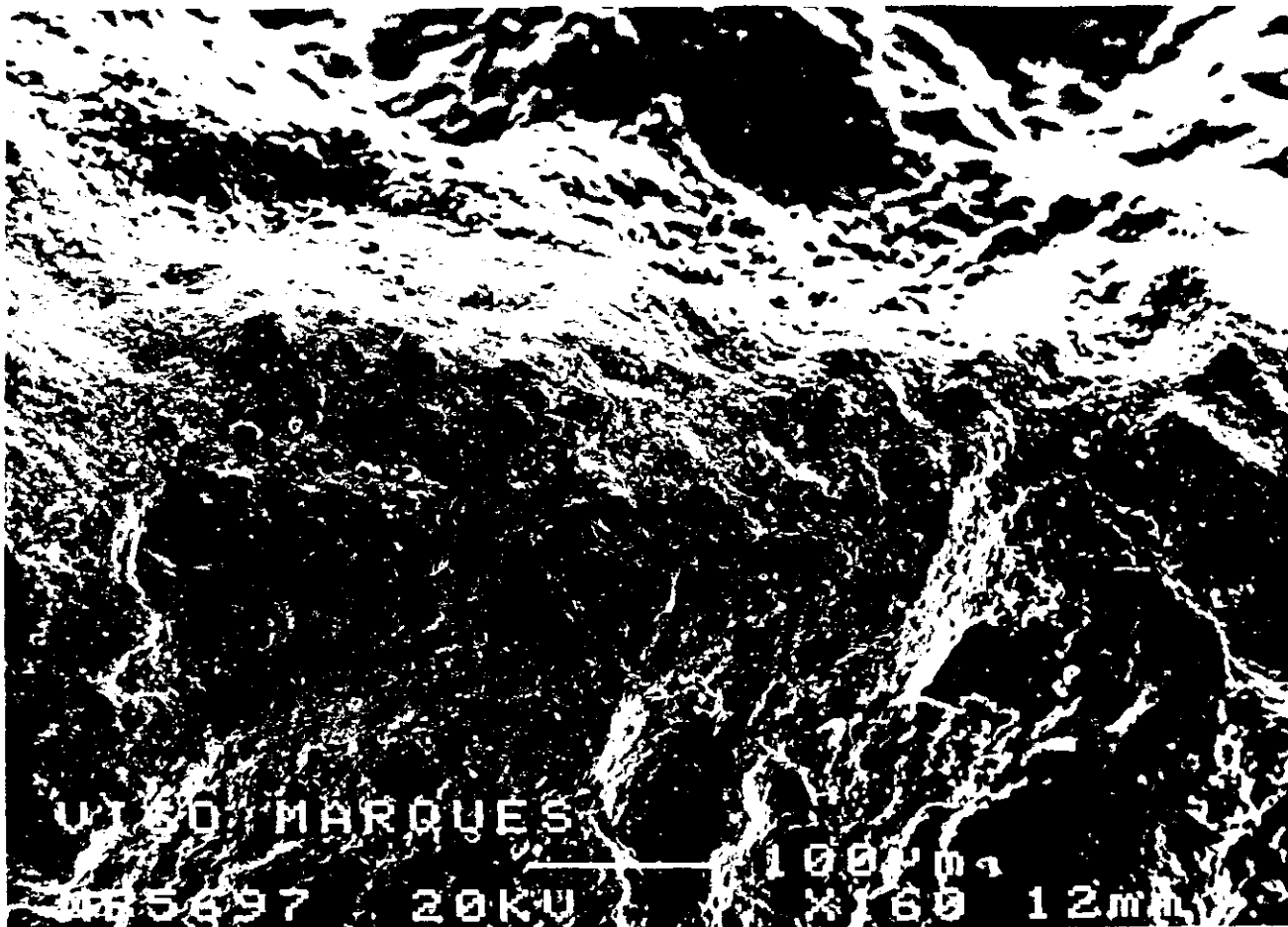


Foto 159

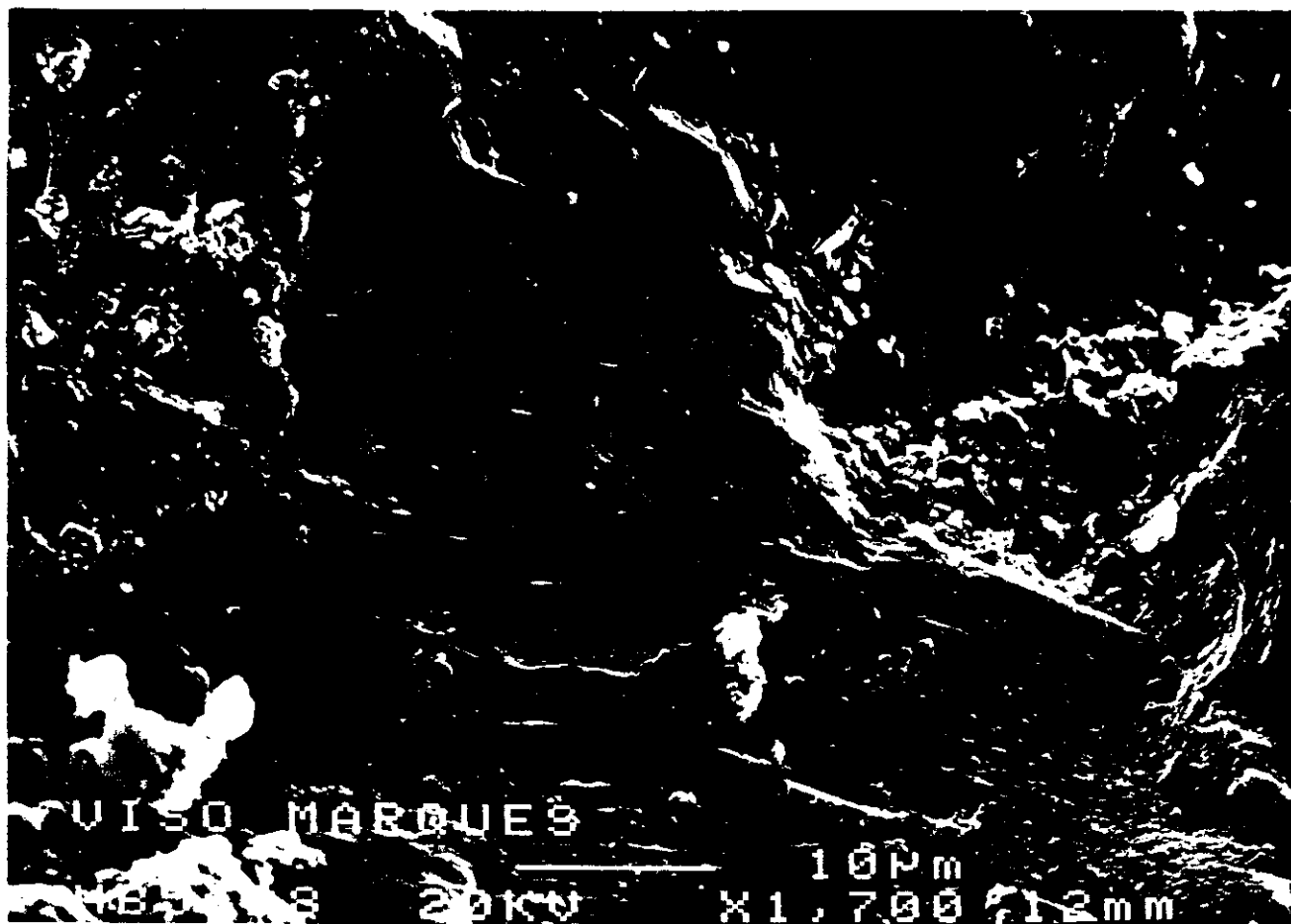


Foto 160

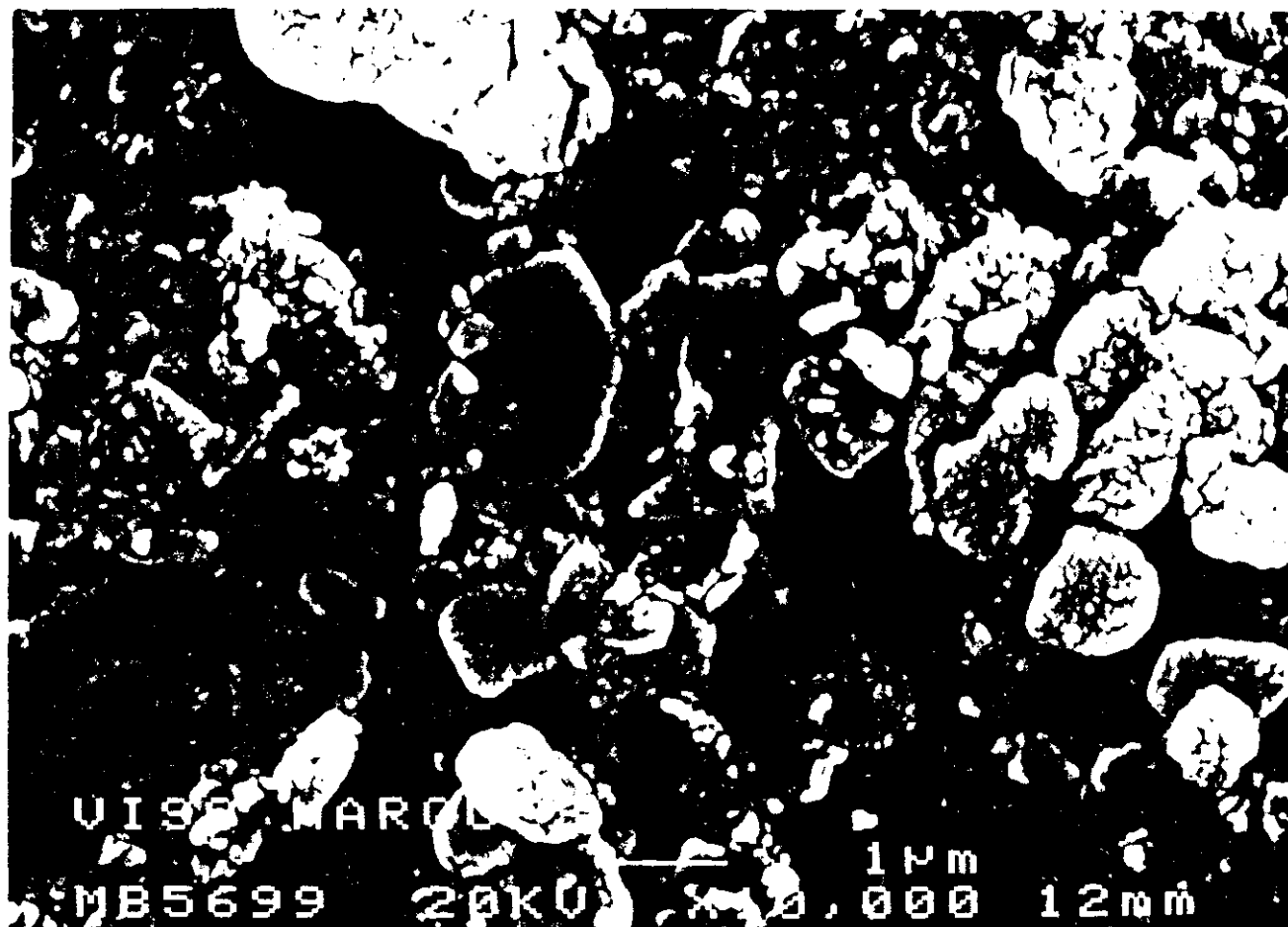


Foto 161

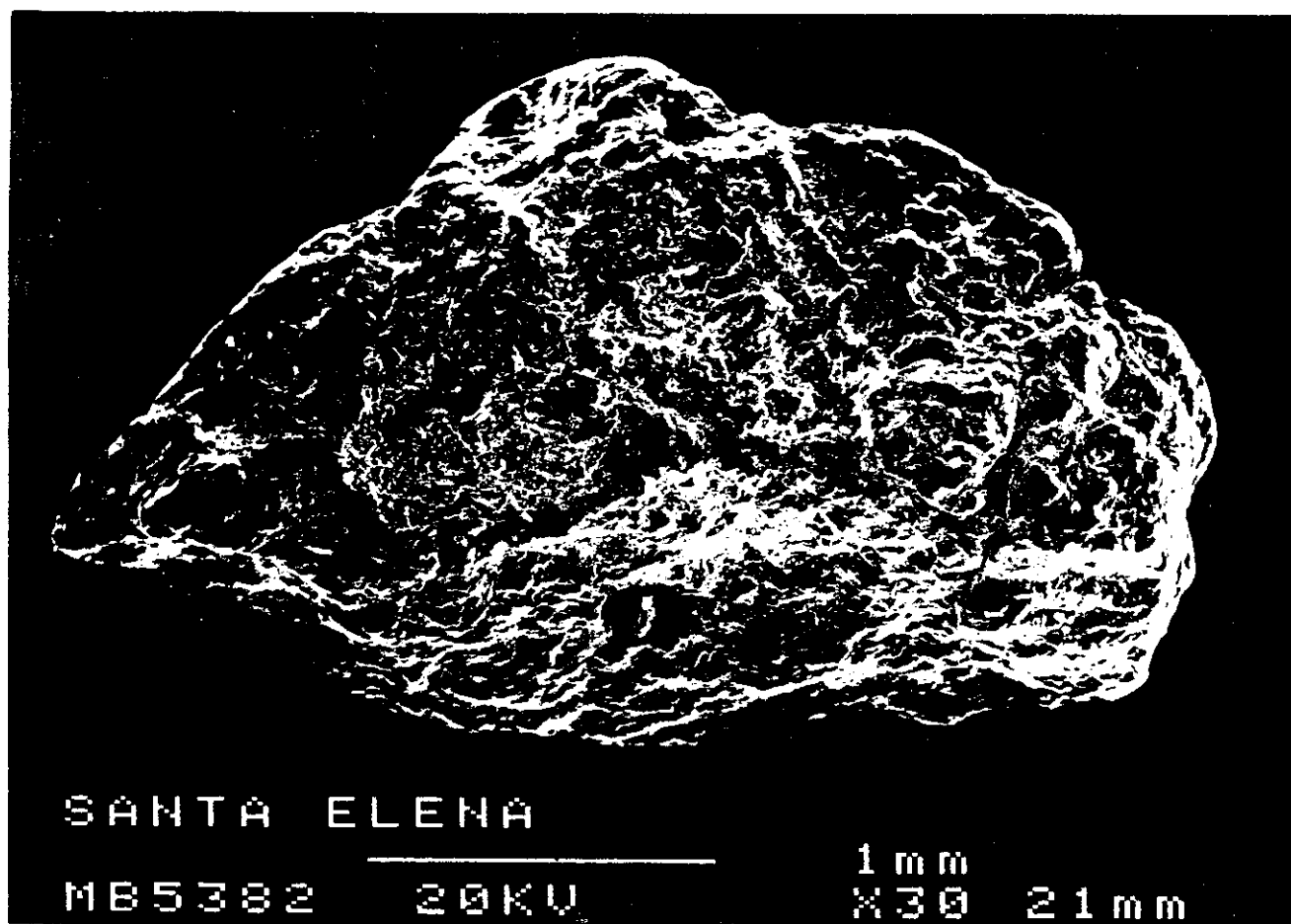


Foto 162

La **Foto 163**, es un detalle de una de las caras dado que se aprecia, además del ataque químico sufrido por las oquedades, los numerosísimos glomérulos de alguna sustancia amorfa que cubre prácticamente toda la superficie del grano.

La **Foto 164**, es otro lugar de las caras planas del grano donde existen también glomérulos, aunque en menor cantidad, y sobre todo cristales hexagonales de caolinita que han sido atacados en sus bordes, quedando apenas fantasmas con ciertas aristas. De nuevo se hace patente la alteración química del conjunto del grano. No existe, por el momento, ningún lugar de las caras donde aparezcan la cara sin ataque. Aparecen muchas huellas de ataque químico, como triángulos y vértices de hexágonos de alteración. Es bastante posible que los cristales de neoformación en las caras sean caolinitas por el aspecto y tamaño de 1  $\mu\text{m}$ .

La **Foto 165**, es otra nueva posición del mismo grano, con una oquedad de ataque, y el "peeling off" de la cubierta. Ojal erosivo de alteración, con labios de despellejado. La superficie interna que debió estar cubierta por la película también presenta numerosas recristalizaciones. En los bordes, especialmente los derechos, abajo, hay huellas de ataque intenso.

La **Foto 166**, es otro grano anguloso-subanguloso, pero con la superficie muy atacada.

La **Foto 167**, pertenece a un detalle en el que aparecen triángulos de disolución muy atacados, con esférulas debidas a las "recristalizaciones".

La **Foto 168**, es otra zona diferente; en ella vemos cristales hexagonales de cuarzo, atacados, además de alteraciones profundas e intensas.

En la **Foto 169**, pertenece a un detalle en el que se encuentra una formación cristalina a modo de geoda apostada sobre la superficie atacada. Parecen ser objetos sobrepuestos (x 2.500).

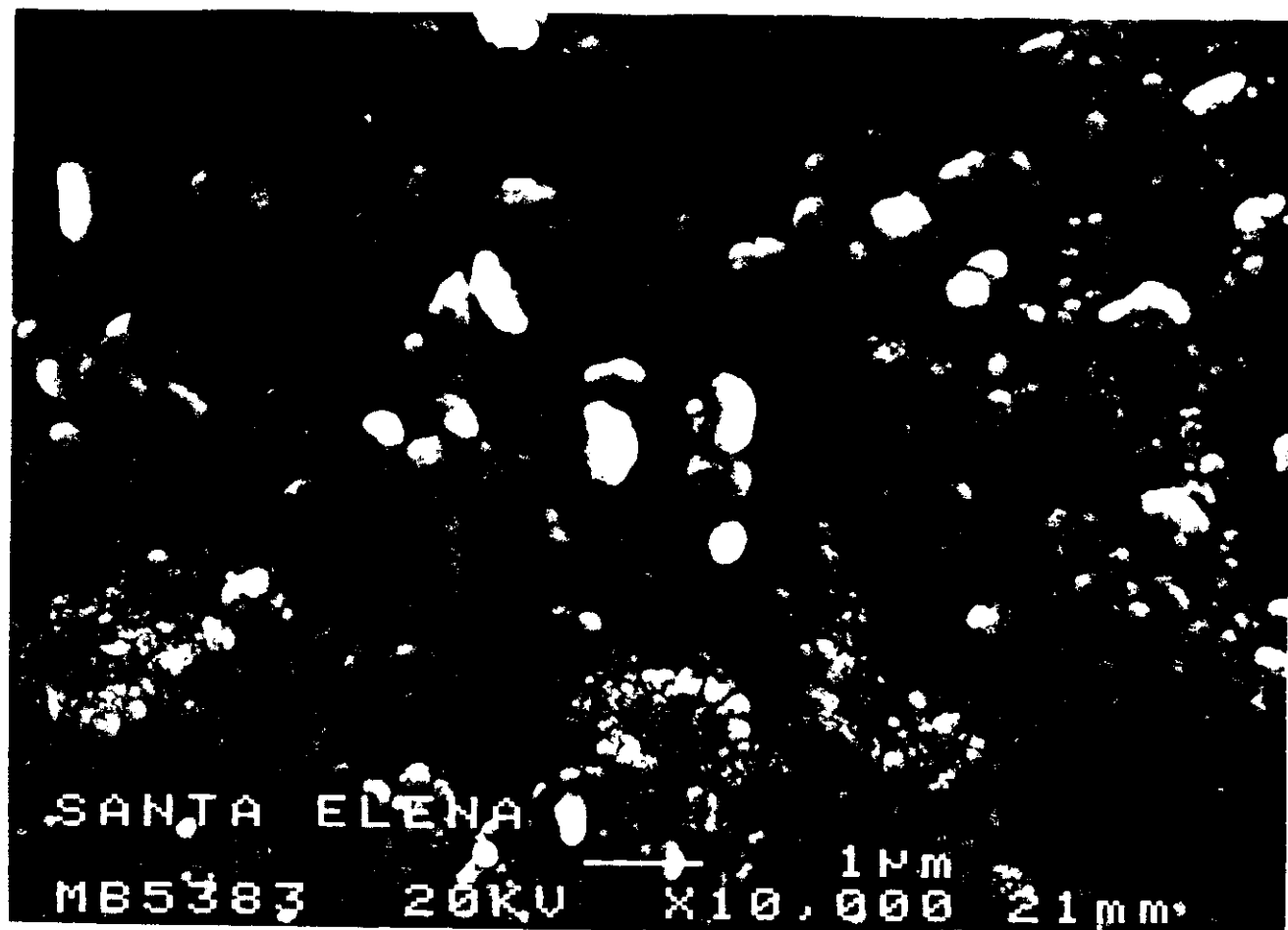


Foto 163

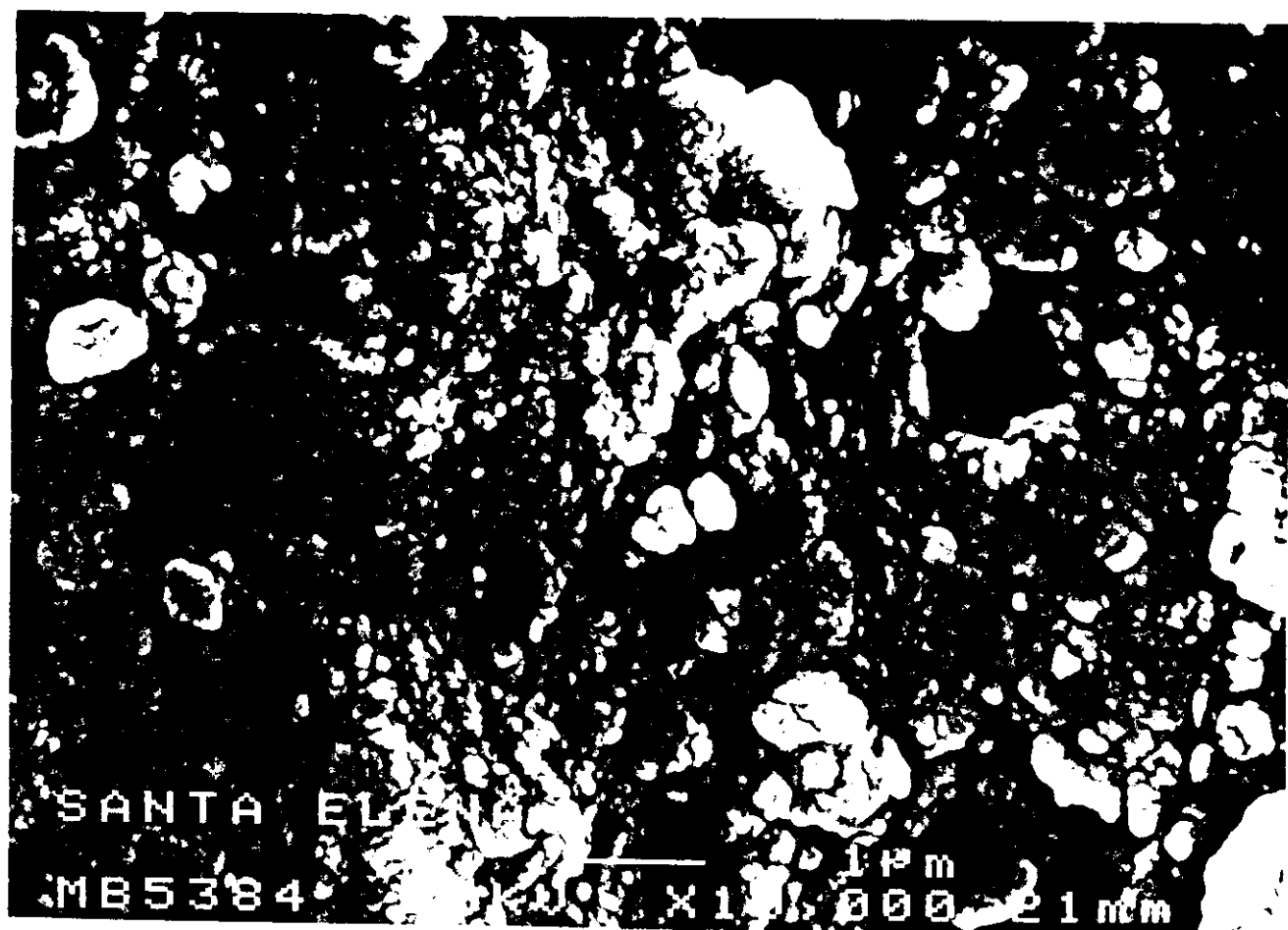


Foto 164

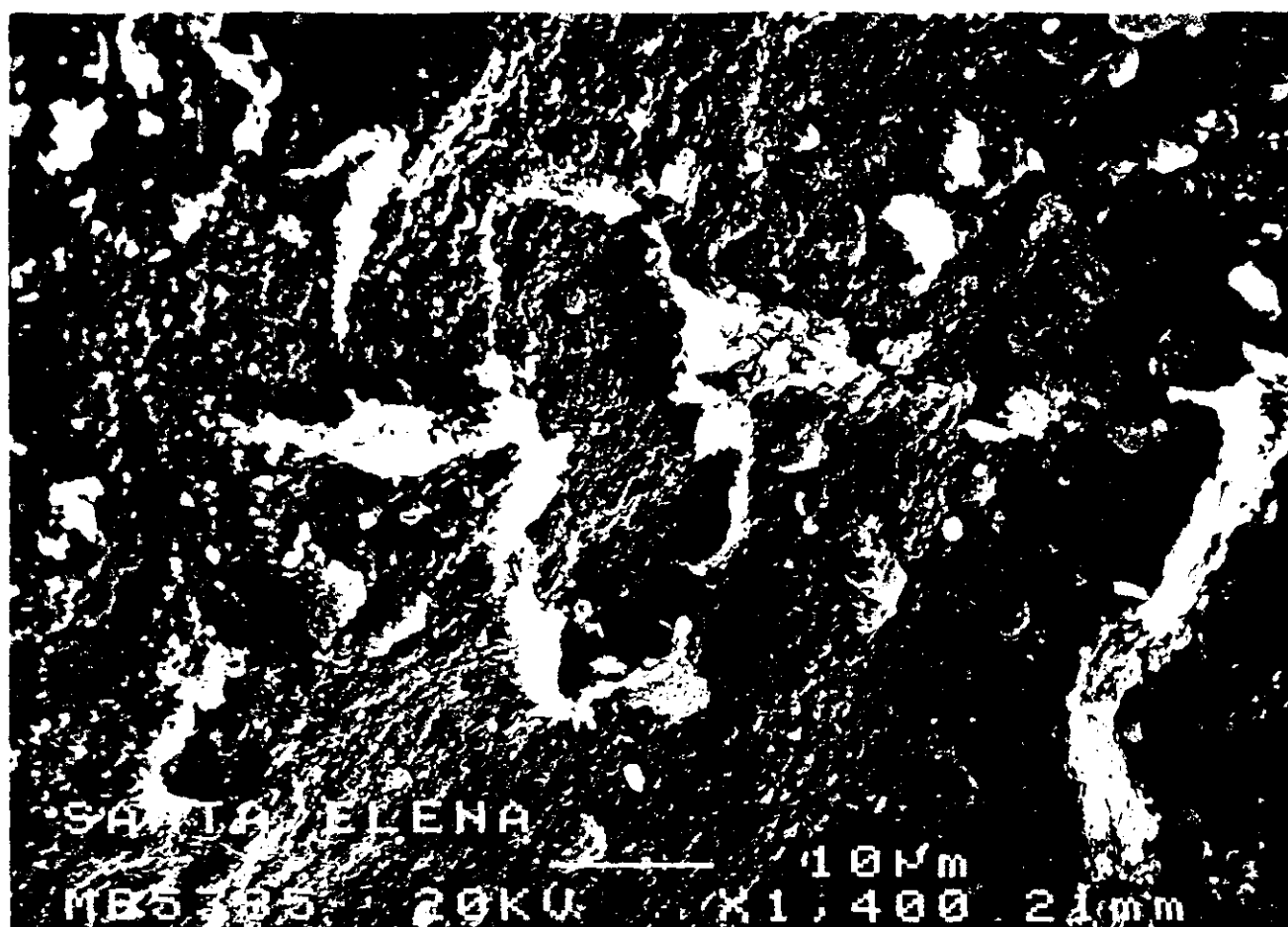


Foto 165

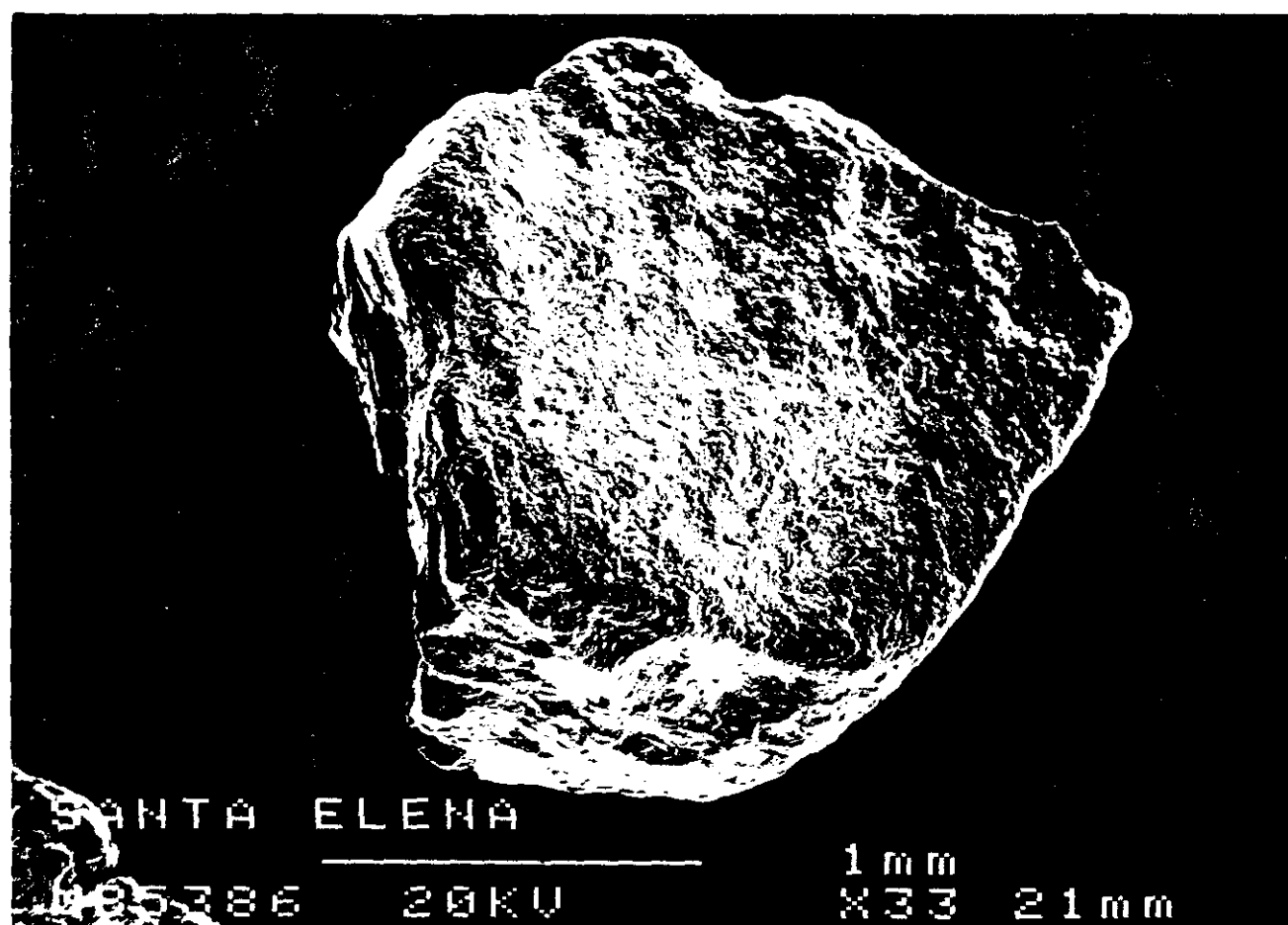


Foto 166

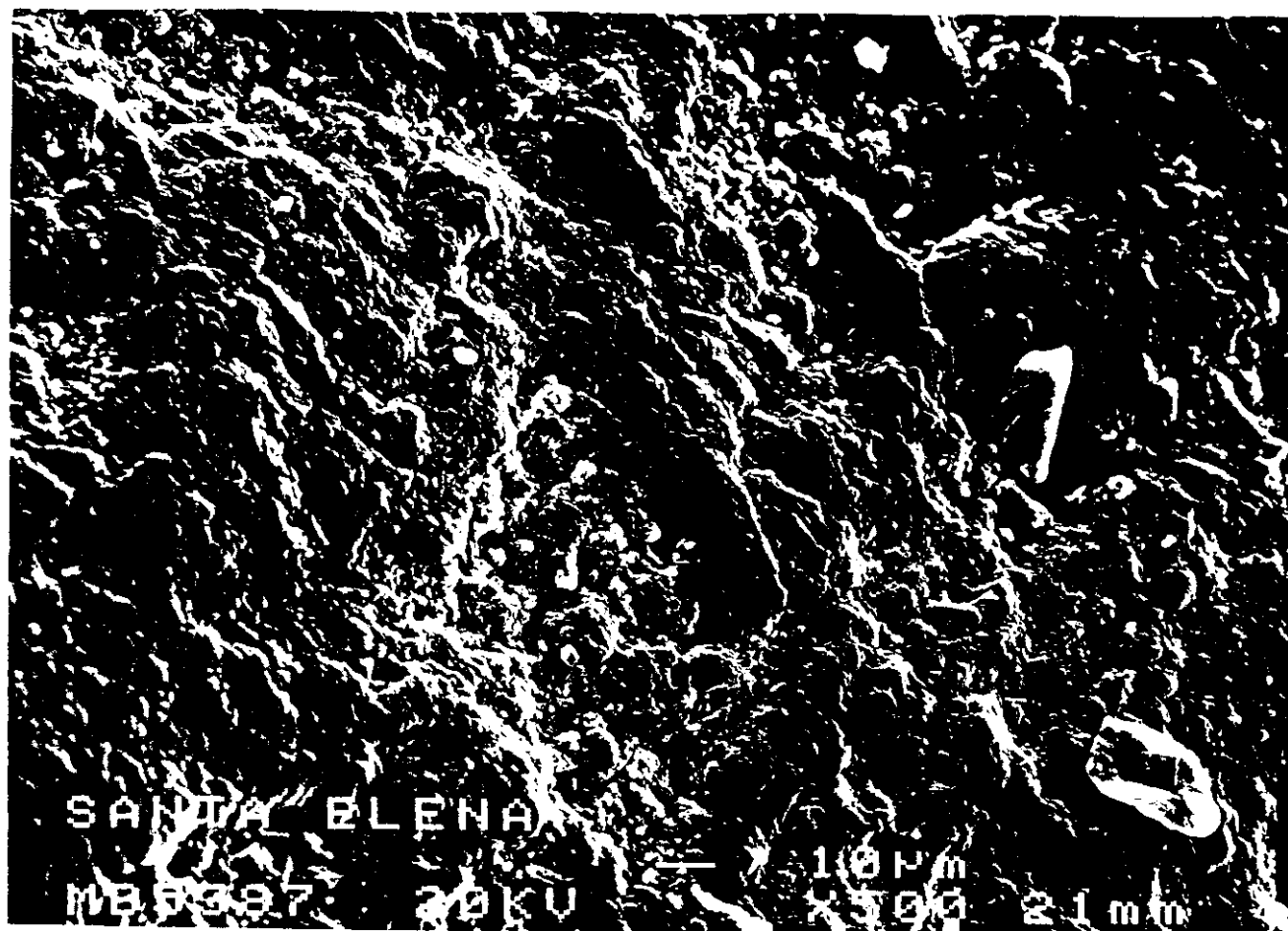


Foto 167

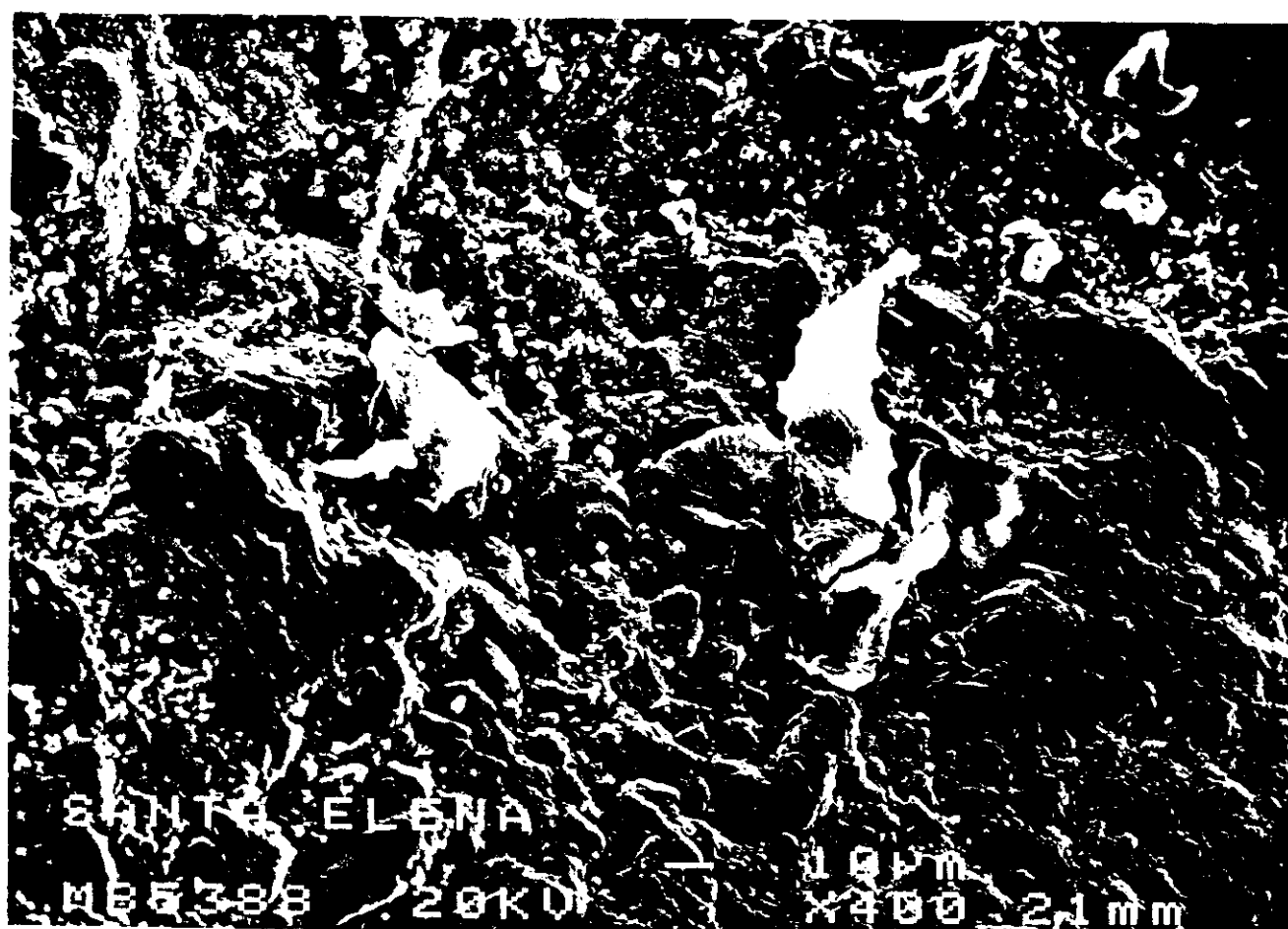


Foto 168

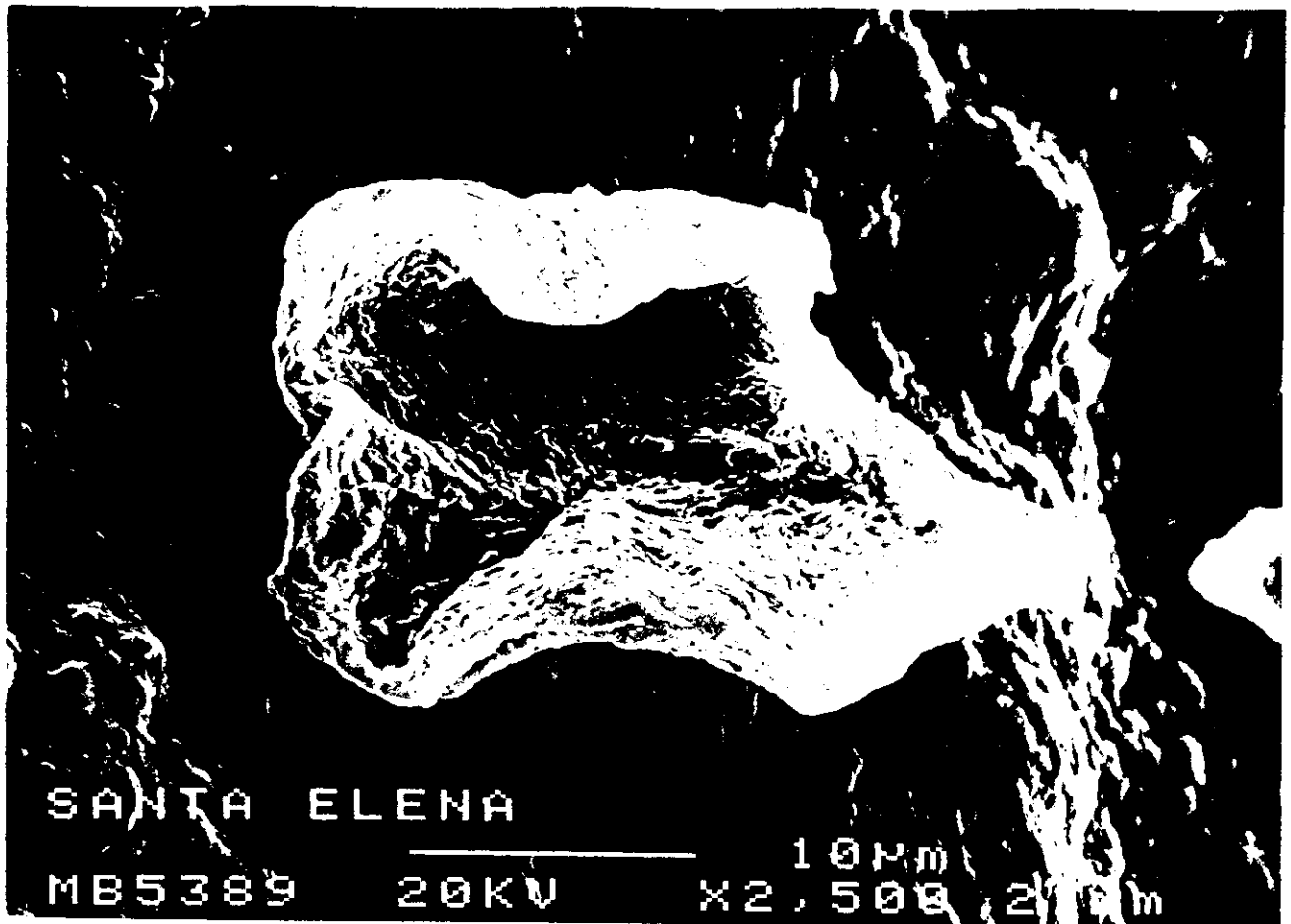


Foto 169

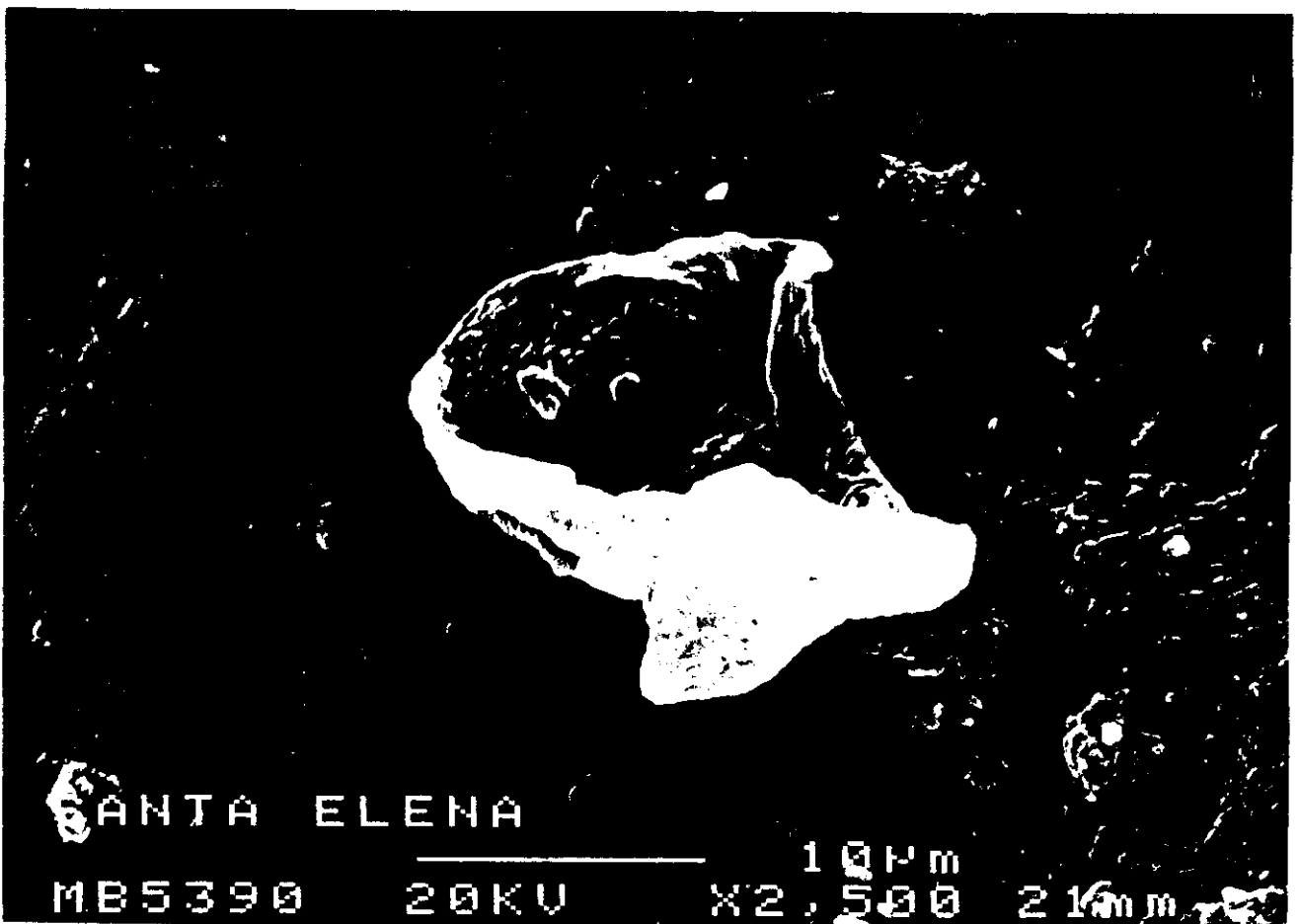


Foto 170



En la **Foto 170**, aparece formas de apósitos barquilliformes, con cristalización parcial interna. Aquí las formas son menos aristadas, más suaves y recuerdan a formas orgánicas. El tamaño del objeto es limo. ¿Podrían ser pólenes? ¿o restos?. ¿fitolitos?

La **Foto 171**, es un detalle en el vemos un conjunto de aspectos orgánicos:

- a) plasterización, tan acomodada a la vieja superficie que no parece mineral, capas, filosilicatos;
- b) restos de una cúspide o tricornio de un grano de polen;
- c) otro resto orgánico, en cara superior derecha.

La **Foto 172**, es otra barquilla semejante a las anteriores. Sin duda el elemento más sobresaliente de las superficies de los granos de estas muestras es la presencia de barquillas y conjuntos de cordones entrelazados, de tamaño limo.

La **Foto 173**, es otro detalle en el que se ve la sutura que parece demostrar el origen orgánico ¿polen?, con "cuernos" hacia el exterior, del grano de polen.

La **Foto 174**, otro detalle de los que hemos denominado barquillas y que son unas especies de caparazones con la concavidad hacia el exterior. Estas disponen de líneas de sutura o cordones que parecen interconectar piezas más elementales y previas de tamaño arcilla. El carácter orgánico de dichas barquillas parece fuera de duda, pues a gran detalle evidencian glomérulos o vesículas dispuestas ordenadamente sobre la superficie del grano, en el que nuevamente aparecen sustancias orgánicas? no ya adheridas sino literalmente incrustadas en el grano, por lo que suponemos que ha podido haber silificación.

En la **Foto 175**, aparece otro apósito orgánico. Aquí la superficie de la muestra está atacada.

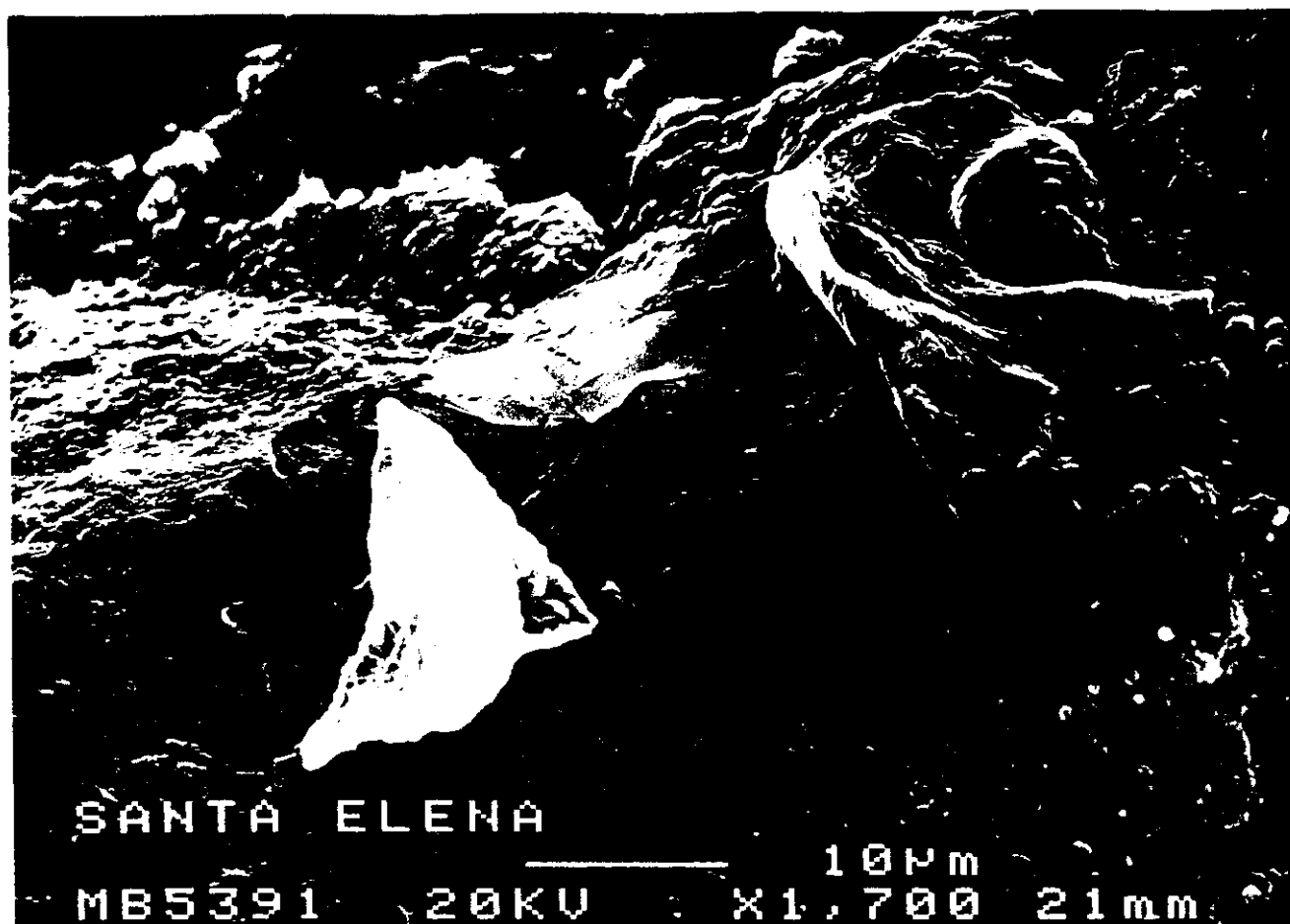


Foto 171



Foto 172

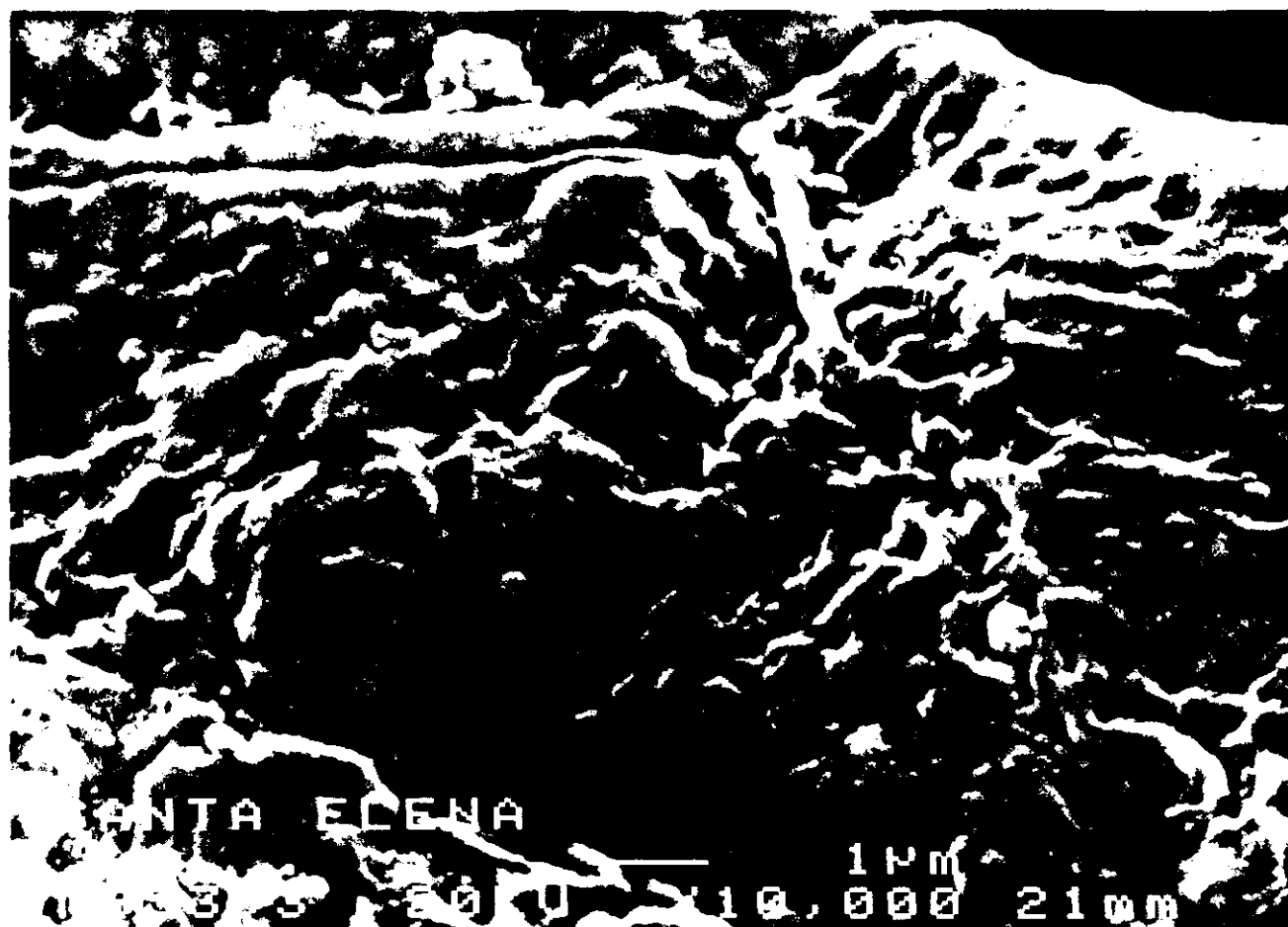


Foto 173

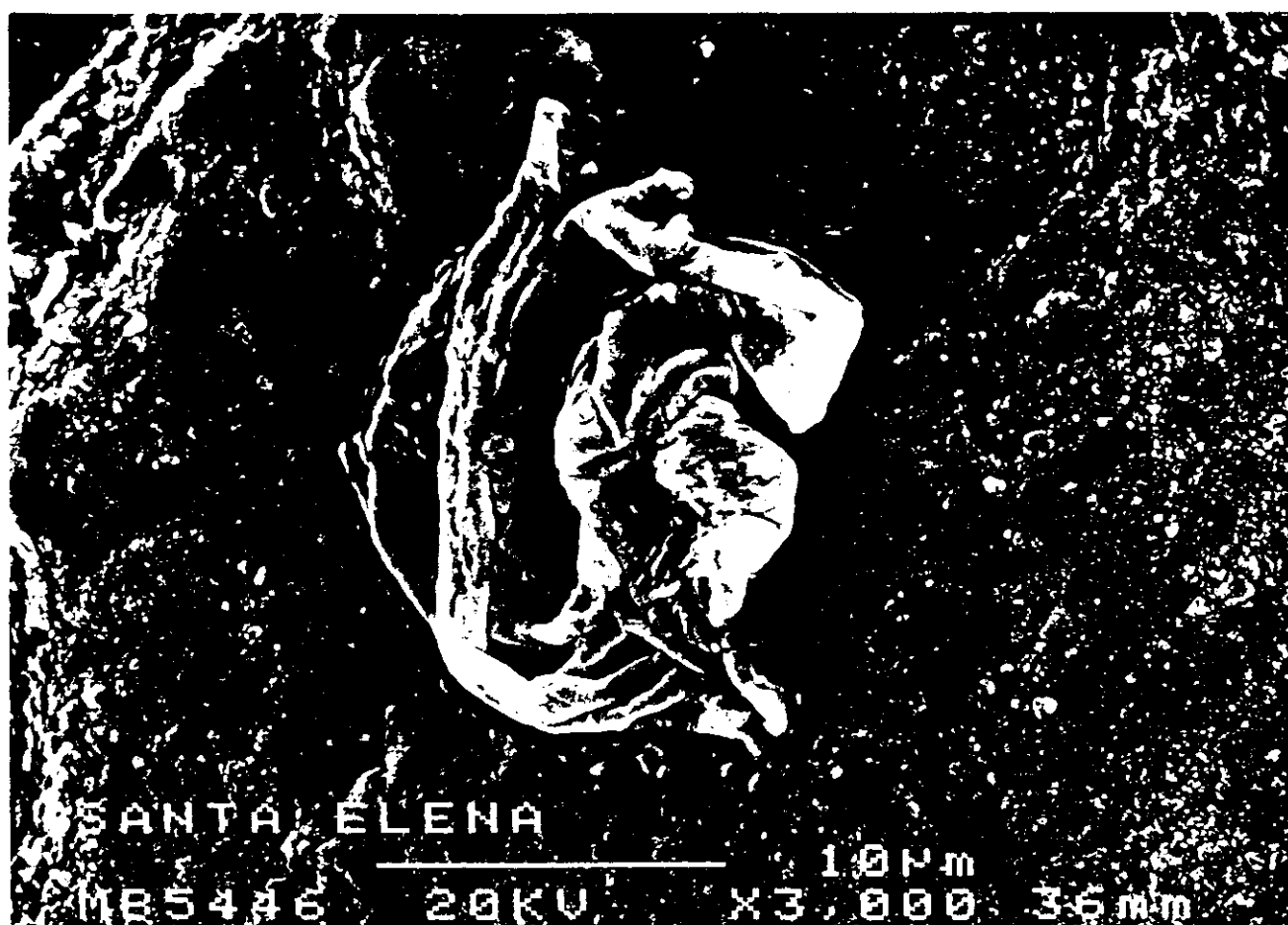


Foto 174

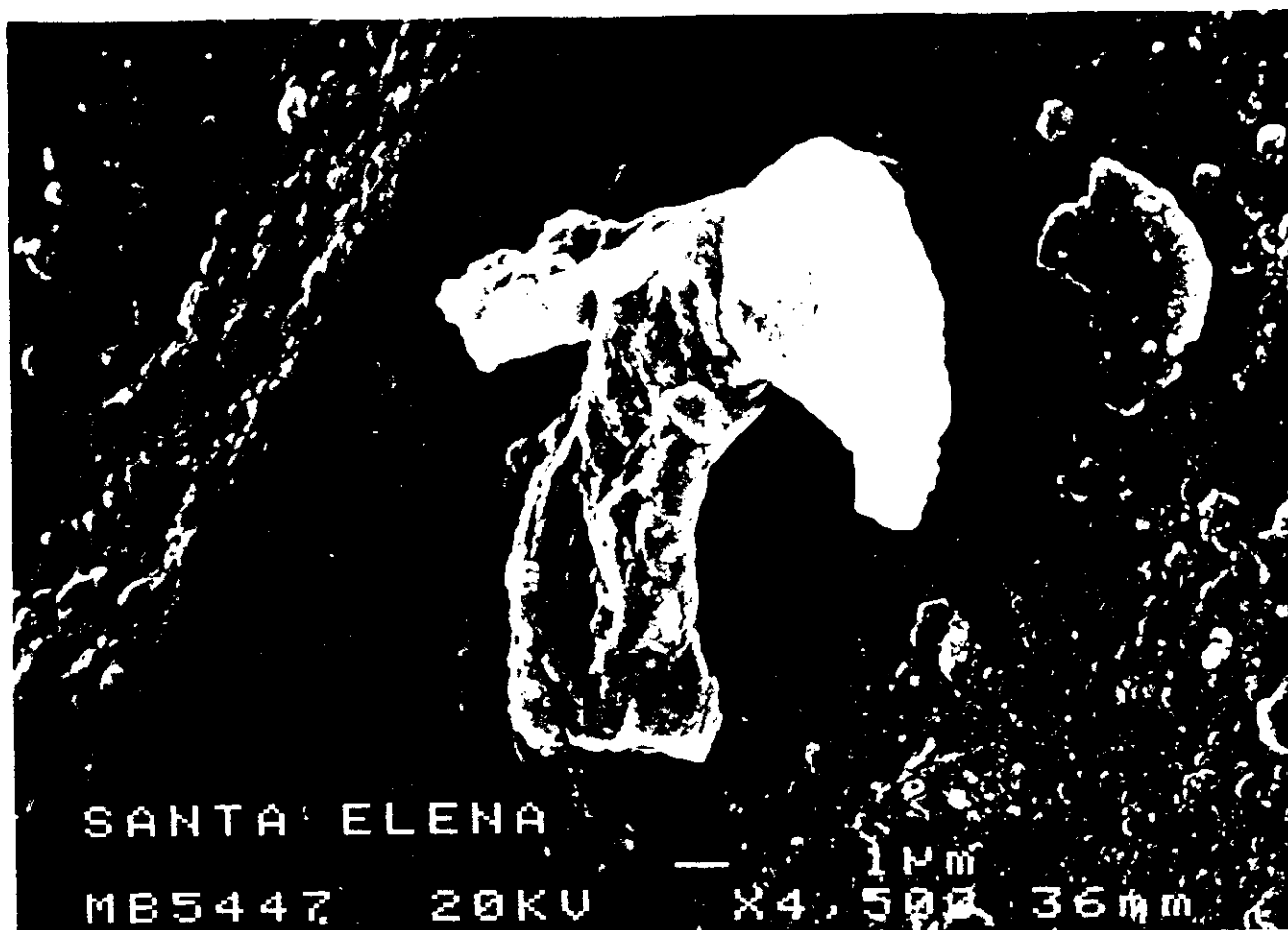


Foto 175

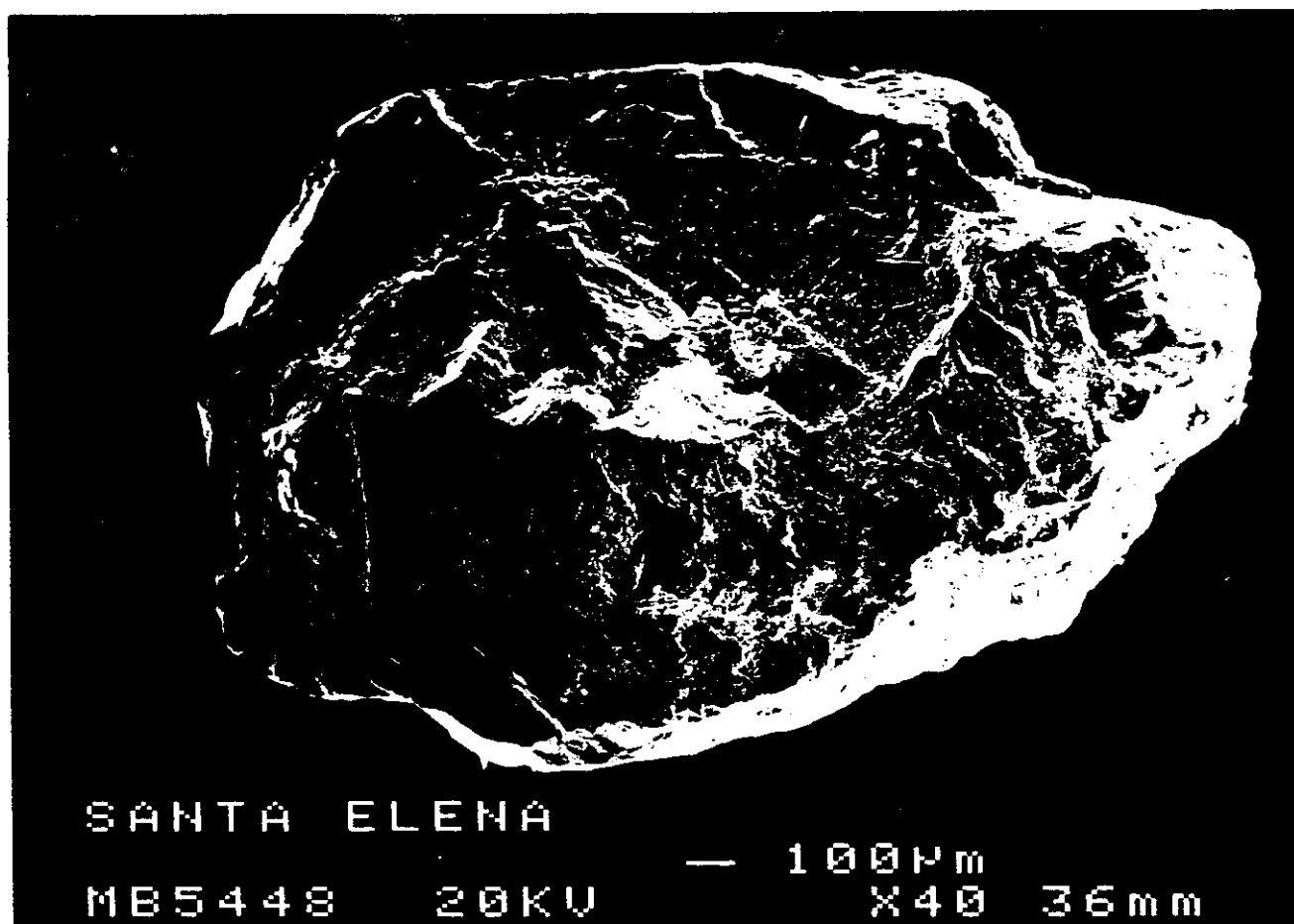


Foto 176

La **Foto 176**, es otro grano subanguloso. Presenta cantidad de caras planas, fracturadas, y apenas pulidas las aristas de los cantos. Sólo en detalle aparece la superficie atacada químicamente.

La **Foto 177**, es otro apósito orgánico, que al recibir el haz de electrones se alabea y comba: no obstante, desde el punto de vista exterior, o morfológico, no existe una notable diferencia con respecto a la superficie "en tumbas" del grano. Al propio tiempo aparecen en la foto dos hojas de material lítico ¿arcillas? dado que el tamaño está en torno a los 10  $\mu\text{m}$ .

La **Foto 178**, es un detalle en el que podemos apreciar que no cabe duda de que se trata de un proceso genético distinto para el apósito por la génesis del picoteado de la superficie del grano, (tal y como queda visible en esta foto). Mientras que la superficie cariada es mineral, la superficie supuestamente orgánica es en escama de pez (vista a poco detalle) y arriñonada (a máximo detalle). No obstante, es llamativo que el apósito se encuentre tan íntimamente unido a la superficie a la que se adhiere, lo que tiende a indicar que podría estar silificado.

La **Foto 179**, pertenece a la superficie original del grano que ha sido cubierta por una capa, a su vez cariada. En la superficie original, se ve recristalizaciones de filosilicatos. Se hallan levantadas junto al ataque de la superficie. También se observa un ojal donde se advierte la superficie atacada sobre la que se aprecia el recubrimiento, que también está cristalizado.

La **Foto 180**, pertenece a un detalle de unas crestas de la cubierta del grano. Dejan oquedades debajo. Los minerales, bien formados del recubrimiento, parecen arcillosos por el tamaño. Aún así, toda la superficie se halla enteramente afectada por el ataque químico.

La **Foto 181**, es un detalle de la anterior en el que se ve oquedades en ciertos lugares del grano, además de neoformación de filosilicatos (caolinita). El ataque resulta intensísimo. El revestimiento o "coating" es general, y se encuentra abierto



Foto 177

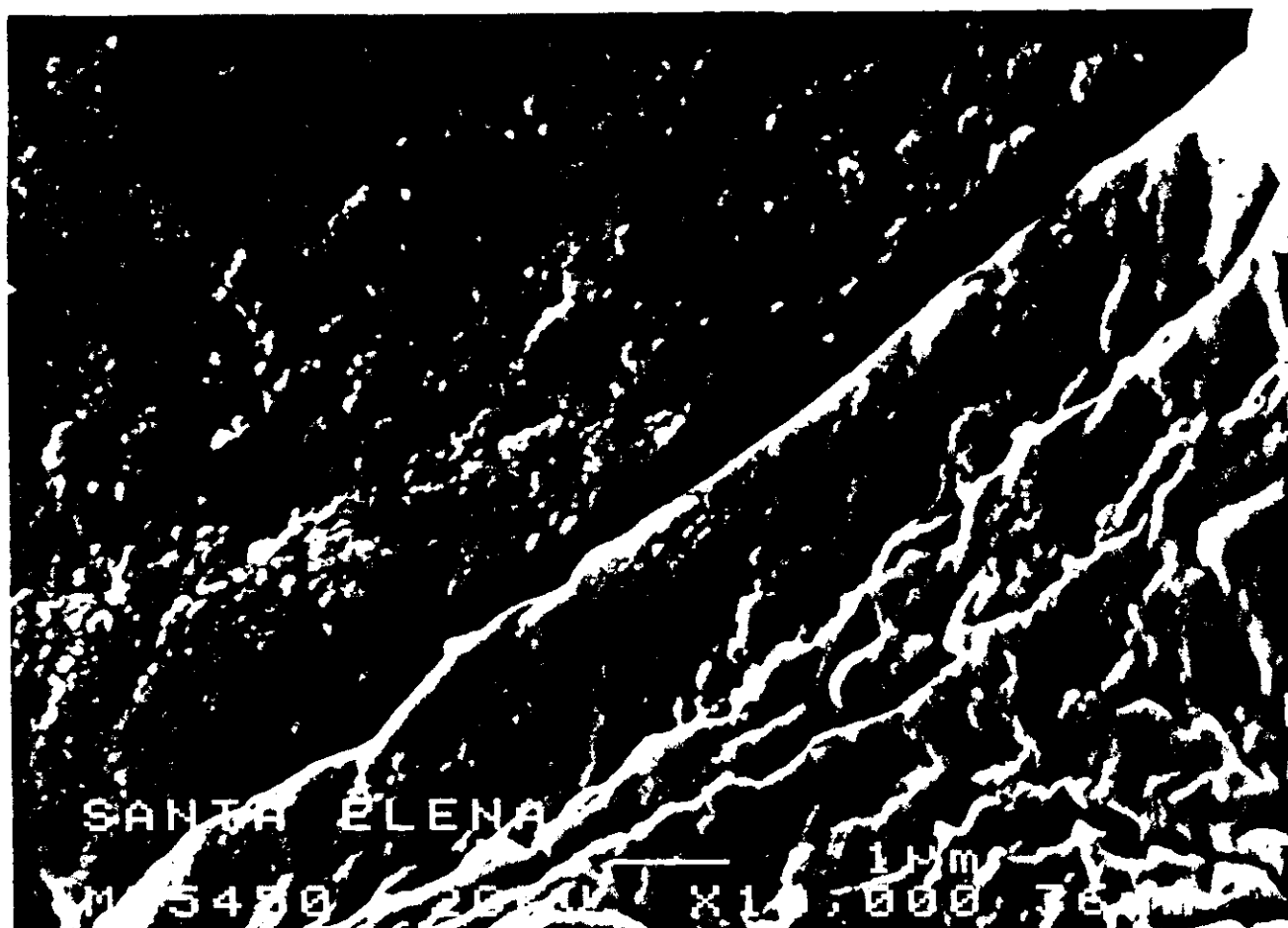


Foto 178



Foto 179

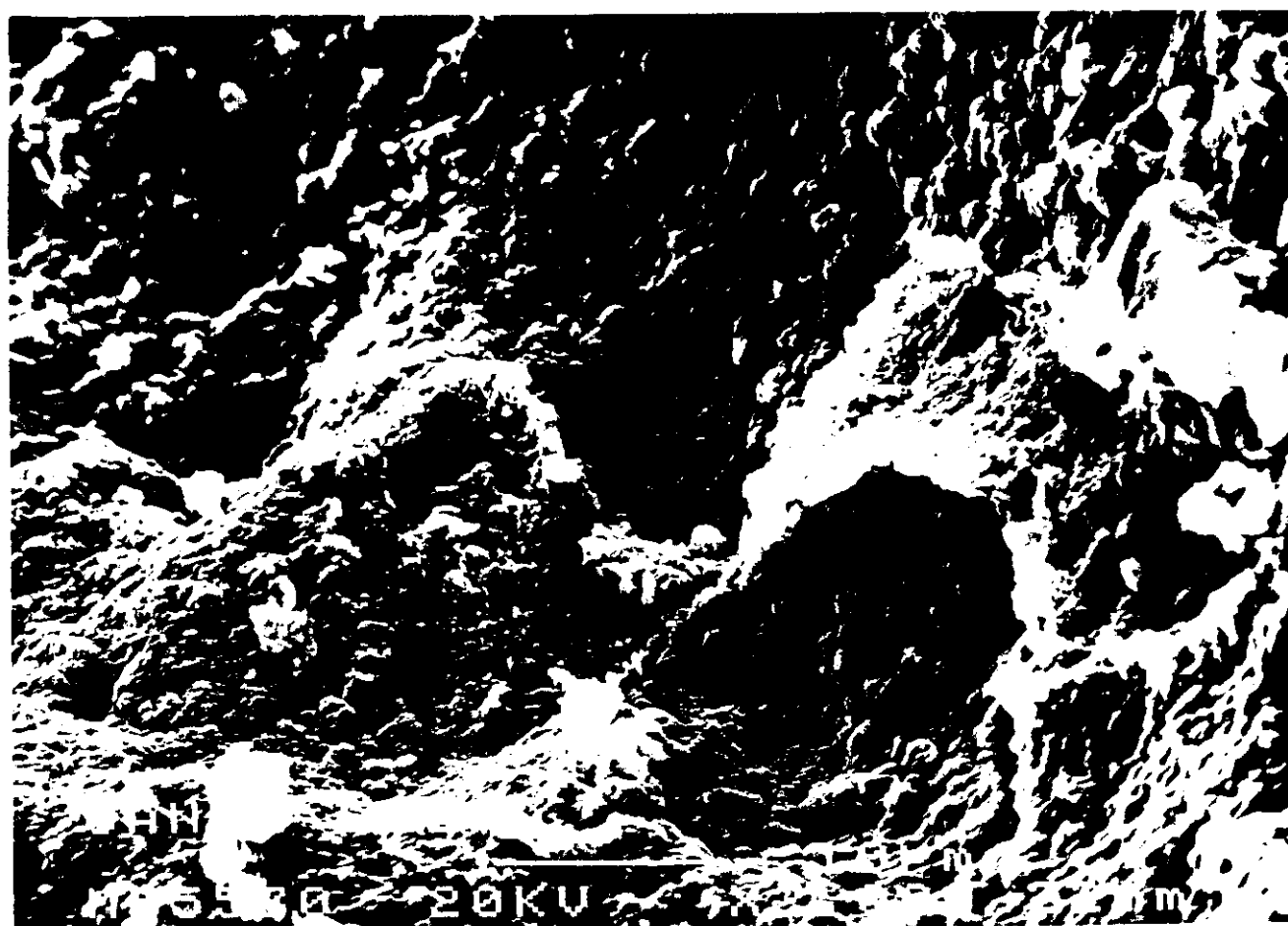


Foto 180

por grietas posteriores que permiten observar el ataque previo de la superficie del grano.

La **Foto 182**, es otra parte de la superficie cariada más recristalizada que no sólo afecta a la película que, a modo de guante, viste al grano, sino también a los cristales aislados y grandes (frecuentemente de 2 a 5  $\mu\text{m}$ ) de caolinita, por el aspecto hexagonal que a su vez está corroído en los bordes. Como en otras muestras estudiadas, también aquí las formas de dichos cristales son subhedrales, cuando no anhedrales.

En una única ocasión se ha podido distinguir el siguiente orden cronológico:

- a) cariado general por corrosión química
- b) grandes cristales aislados de caolinita
- c) fracturación de la superficie del grano y
- d) adosamiento de los amorfos, tanto a la superficie vieja, como a las grietas de ruptura.

En la **Foto 183**, podemos ver que existen ciertas zonas del grano con rupturas; encima de ellas, y en las grietas se han adosado unos materiales amorfos que pensamos, están en proceso de cristalización. Lo lógico es que se trate de sílice. En ese caso, los amorfos serán de ópalo.

La **Foto 184**, pertenece a uno de los pocos lugares del grano donde aparecen fracturas mecánicas ¿por efecto tectónico o de choque? con los adosados, demostrando la antigüedad de la fracturación mecánica. El orden de los procesos actuantes en el grano es:

- a) ataque generalizado por cariado



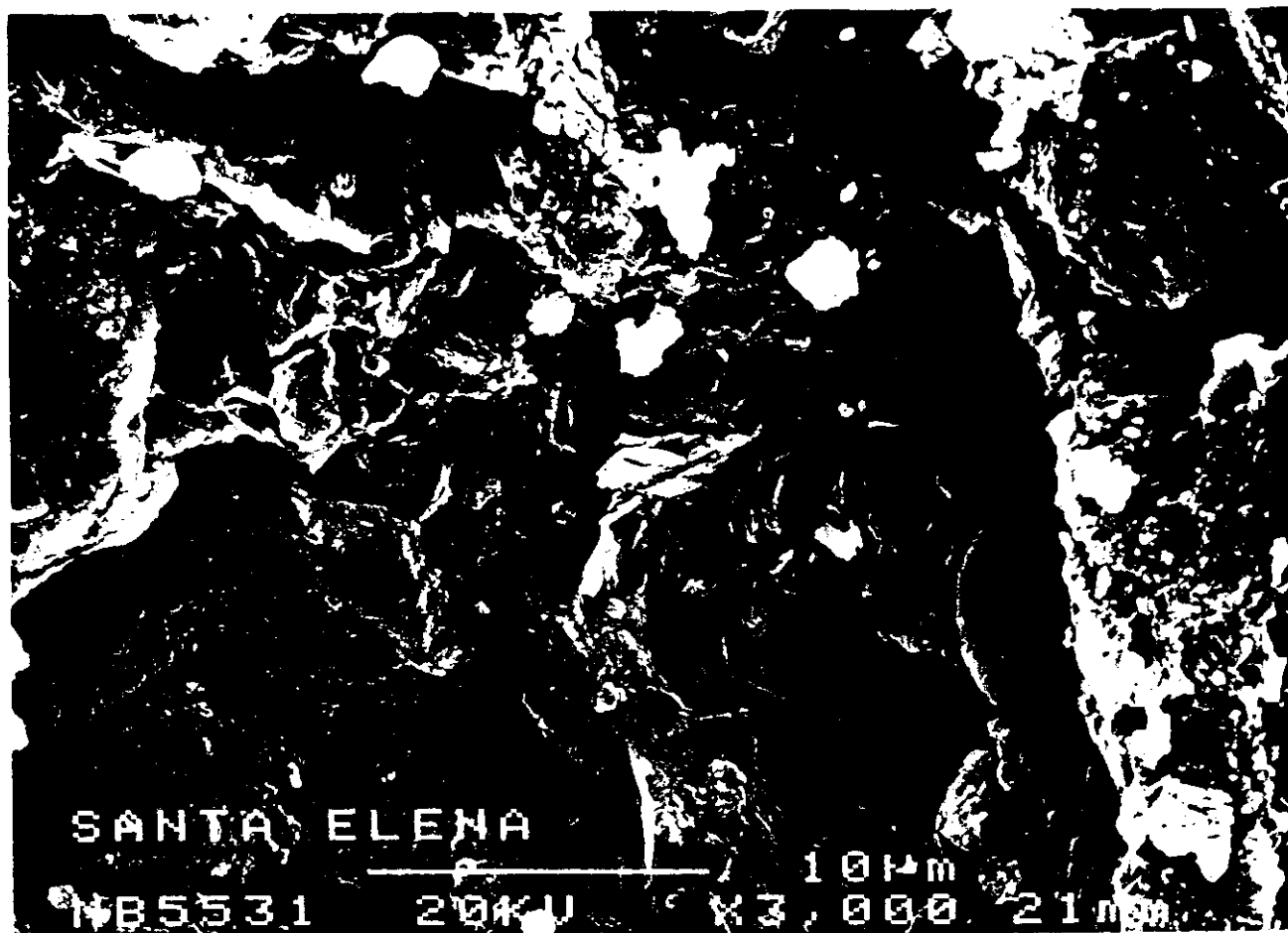


Foto 181



Foto 182



Foto 183

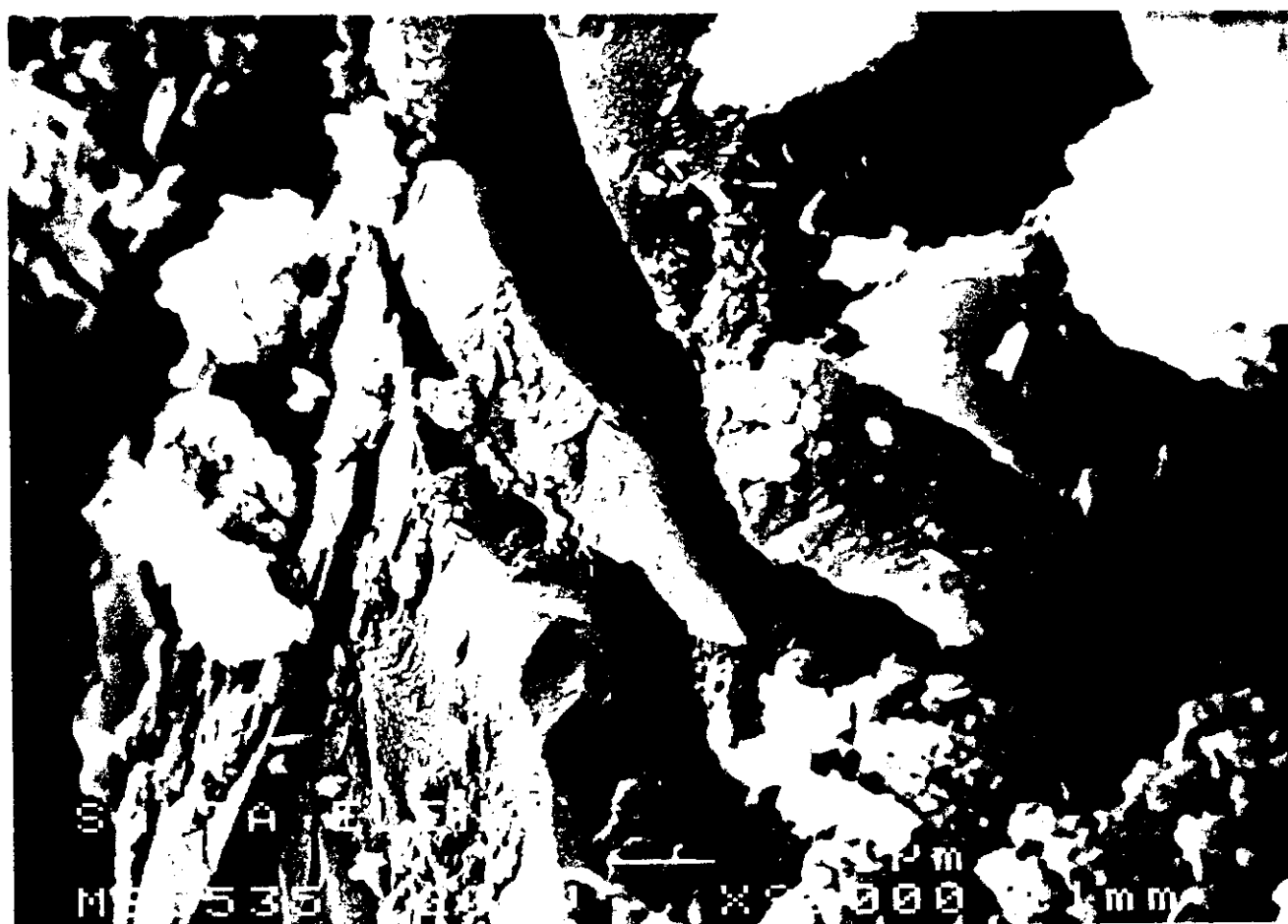


Foto 184

- b) génesis de los "grandes" cristales ( $\approx 2-5 \mu\text{m}$ )
- c) fracturación (¿qué agente?) y
- d) génesis de amorfos adosados.

La **Foto 185**, es de otra grieta aunque esta vez sin amorfos adosados. Parece que un "alero" de la grieta se haya caído, fracturándose la unión que lo mantenía al grano. La "juventud" del proceso no habrá dado tiempo material a que se "posaran" o adosaran materiales amorfos.

La **Foto 186**, es otro apósito "orgánico". La misma disposición muestran las madejas que se incrustan dentro de la superficie del grano. Llama la atención que mientras que la cara del grano de cuarzo está totalmente atacada, no así la superficie "orgánica". Ello podría deberse a que el ataque fuera contemporáneo de la sustitución de la materia orgánica, y luego se ha producido la silificación y la consiguiente incrustación del apósito orgánico. El ataque, entonces, será suficientemente antiguo.

La proximidad del chorro de electrones no produjo ningún cambio en los mencionados apósitos, por lo que se supone una naturaleza tan estable como la del cuarzo del grano. En el caso de tratarse de una sustancia orgánica, debió transformarse posteriormente en inorgánica, esto es, sufrió un proceso de fosilización.

La **Foto 187**, pertenece a la superficie de la forma orgánica, en la que se muestra carbonatos de forma esférica en la superficie, han cristalizado de sustancias amorfas y aún conservan la forma esferoidal aunque son cristalinas y son inferiores a un micrómetro.

La **Foto 188**, es una grieta en la que aparecen laminillas que hubieramos considerado de caolinita por el hábito hexagonal y el  $\varnothing$  aproximado de  $2,5 \mu\text{m}$ . Sin embargo el espectro Figura 5.39, da K y Fe y cierta cantidad de Al, junto al Si.

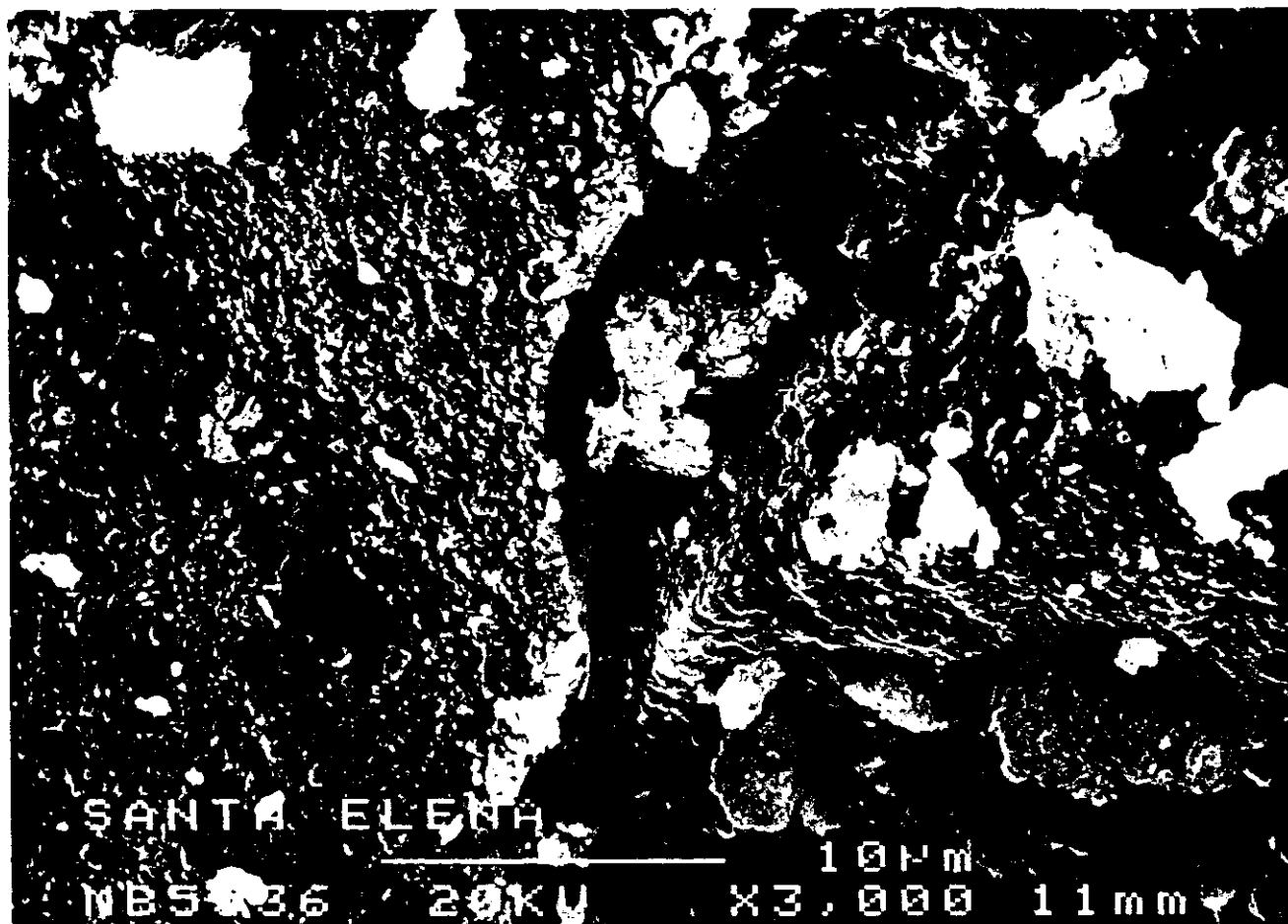


Foto 185

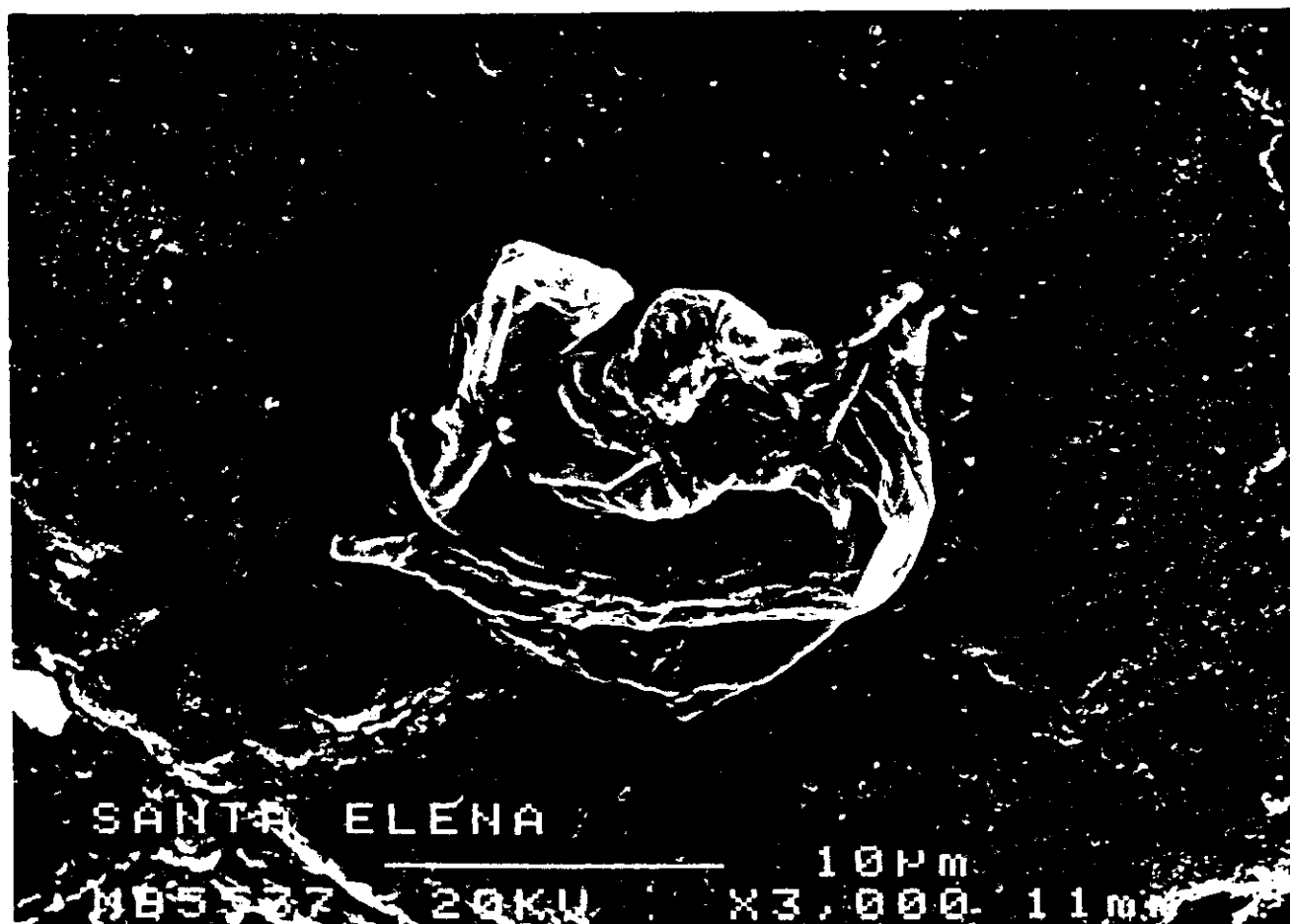


Foto 186



Foto 187



Foto 188

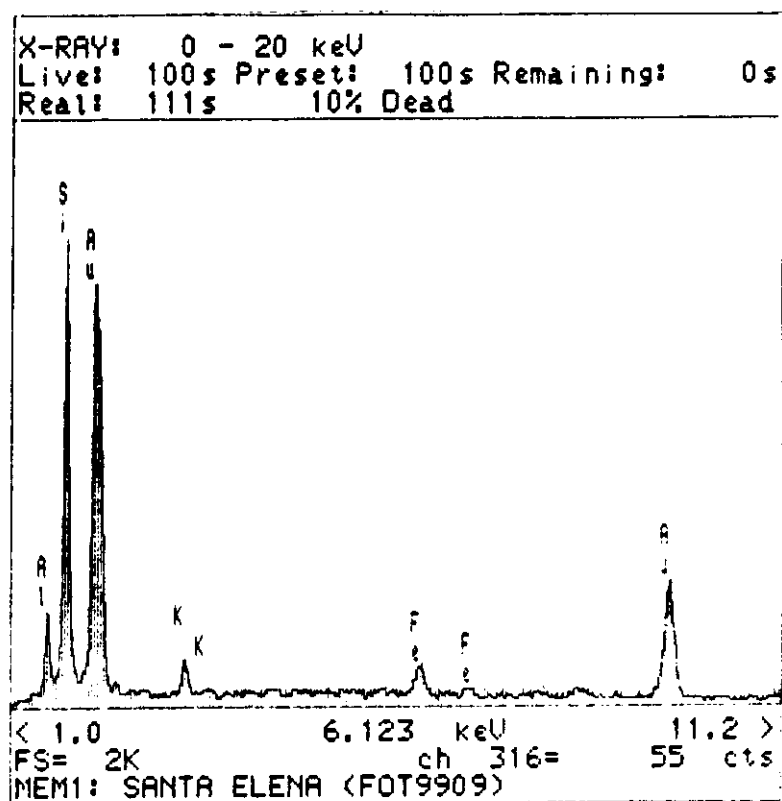


Figura 5.39 Difractograma correspondiente  
a la foto 188

#### V.4. CONSIDERACIONES FINALES

Dado que las primeras muestras comentadas en este capítulo corresponden al estudio experimental, debe consignarse que no se han podido emular o reproducir en el laboratorio todos los procesos que se han reconocido en las muestras naturales. Ello es posible que ponga de manifiesto la dificultad de reproducir el largo tiempo transcurrido desde la sedimentación del depósito, que, en el laboratorio, se ha pretendido subsanar mediante la aplicación de ácidos fuertes.

También cabría pensar en una inadecuación de las condiciones experimentales a la realidad de los procesos actuantes. La utilización del ácido oxálico, por otra parte relativamente común en los procesos de descomposición de la materia orgánica, se debió a su fuerte carácter reductor. El fluorhídrico, por el contrario, es altamente oxidante, por lo que puede dar una idea de otros procesos actuantes. Se empleó igualmente por su conocida capacidad de disolución del cuarzo, con lo que se pretendió ver el ataque en ácidos. No se han reproducido, por el momento, medios alcalinos por ser éstos poco adecuados a la supuesta evolución experimentada por la raña, así como por la buena bibliografía existente (Maliva y Siever, 1990).

En una posterior etapa se pretende analizar el papel desempeñado por la presencia del hierro en la raña. Probablemente sea en esas condiciones como se puedan generar las películas que hasta un número de cinco se superponen a los granos, y que en los ejemplos más septentrionales apenas aparecen. Todo parece indicar, pues, que los revestimientos aumentan hacia las áreas más térmicas de la Península. En general el ataque químico es tanto más intenso cuanto más al Sur.

La mayor parte de las muestras procedentes de lugares cercanos a los relieves prominentes tienen un mayor número de huellas mecánicas. Son también las que se localizan en pendientes ligeramente superiores, por lo que el drenaje debió ser más favorecido. Por el contrario las muestras de lugares alejados de los relieves-fuente, en la medida que el drenaje está más impedido, sufrieron un ataque químico más

intenso. A tal efecto tenemos las dos muestras de Layos, donde la primera es próxima a los montes-isla, y la segunda alejada.

Otro tanto se puede decir de las situadas al S del Sistema Central, también ordenadas desde la montaña al llano.

La secuencia tipo de los procesos experimentados por las rañas es repetida en casi todos los casos: comienza por la fracturación y huellas mecánicas, que deben estar relacionadas con un transporte más o menos fluvial. A esto sigue el ataque, con distintos grados de penetración, pero casi siempre generalizado e intenso, que siembra la superficie del grano de oquedades o cráteres de disolución. La génesis de las películas de revestimiento es común a todas las muestras, lo mismo que el agrietamiento, posiblemente por contracción al desecarse (Pittman, 1972). Encima del conjunto se instalan unos cuantos cristales de caolinita que bien pueden estar relacionados con la gran cantidad de dichos minerales que colman la fracción arcillosa de la raña.

Todas las rañas parecen haber experimentado una secuencia pareja en la evolución que puede reconstruirse a partir del estudio de la superficie de los granos de cuarzo, a pesar de la lejanía geográfica y de la desconexión de las muestras estudiadas. Ello pone de manifiesto la unidad de la raña como sedimento-formación edáfica guía en el conjunto de la Península. Dada la continentalidad y la antigüedad del sedimento, los procesos estacionales (Manickam y Barbaroux, 1987) diagenéticos edáficos son más importantes por la cantidad de huellas dejadas, que los achacables al transporte y la deposición.

#### **V.5. MUESTRA DE CANTO FERRUGINIZADO**

La **Foto 189**, es la presentación general del canto, en la que se ve la superficie, y próxima a ella un ataque importante químico, con corrosión de canales... hasta el punto de que aparecen a modo de grietas de retacción. Por ello se ha producido una disolución del cemento silíceo, y luego una ferruginización.



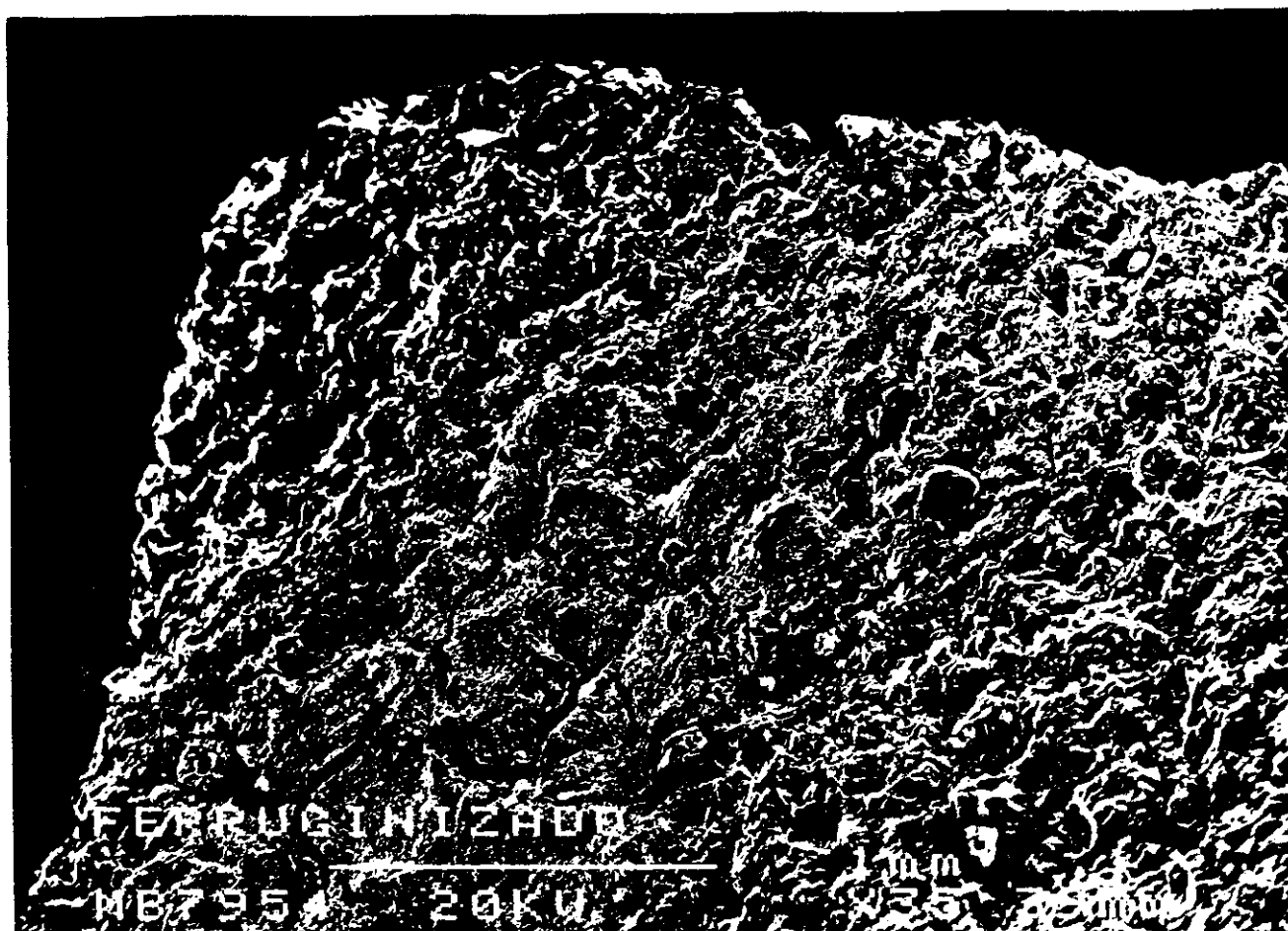


Foto 189

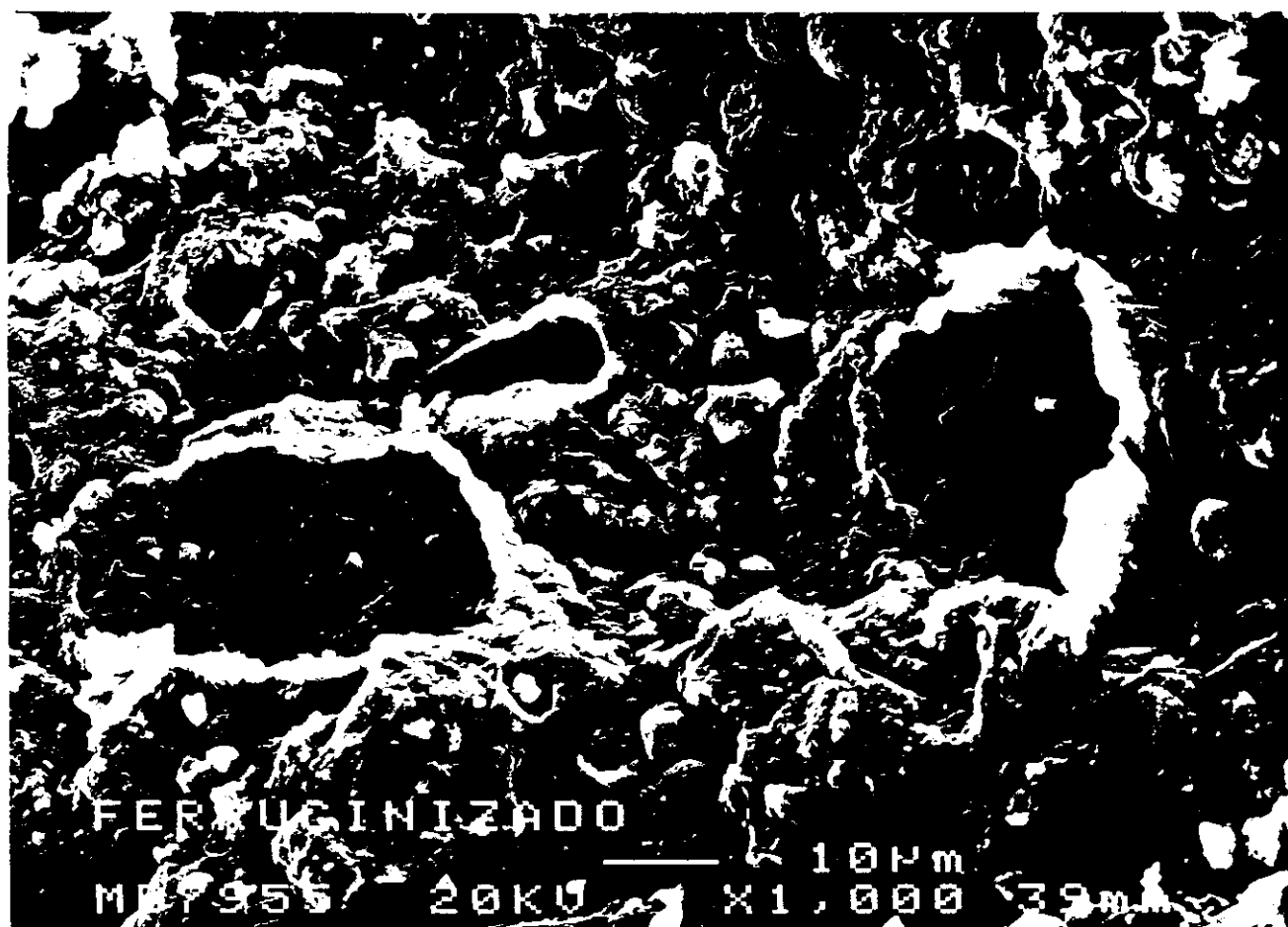


Foto 190

Efectivamente hechos dos análisis de

- a) un cristal euhedral
  - b) una plataforma, aparentemente sin cristales de recrecimiento, que llevan los nombres
- 
- a) Ferruginizado Figura 5.40
  - b) Ferrugi/superficie Figura 5.41
- denotan ambos la presencia de mucho Fe, Ti, Al y Si.

Contrariamente a lo que se suponía iba a ocurrir en el caso de la muestra b) de una cara o superficie, también existe una altísima proporción de Fe.

La **Foto 190**, pertenece al detalle de la película de supuesto hierro que cubre la superficie, y que ha sido despellejada ("peeling").

Debe destacarse que al concentrar el haz de electrones sobre la capa de Fe, se ha producido un agrietamiento generalizado, como si se tratara de una sustancia orgánica. Realizado el análisis de la muestra global de la foto (media de toda la pantalla), Figura 5.42, aparece Si, Al, Fe, K y Mg: por ello debe tratarse de algún gel de SiO<sub>2</sub> que al calentar con el haz de electrones a 200°C, ha saltado.

La **Foto 191**, pertenece a otro detalle en el que vemos el cariado de la muestra hacia el interior: ¿Se trata de un grano atacado y suelto de la matriz también silíceo?. Es llamativo que también existe un revestimiento aunque roto por una desecación posterior.

En el espectro denominado "ferrugi/interior" Figura 5.43, se pone de manifiesto Si, (Al) Fe!! y algo de K. La presencia del potasio -que es tan soluble- debe haberse producido por incorporación posterior.

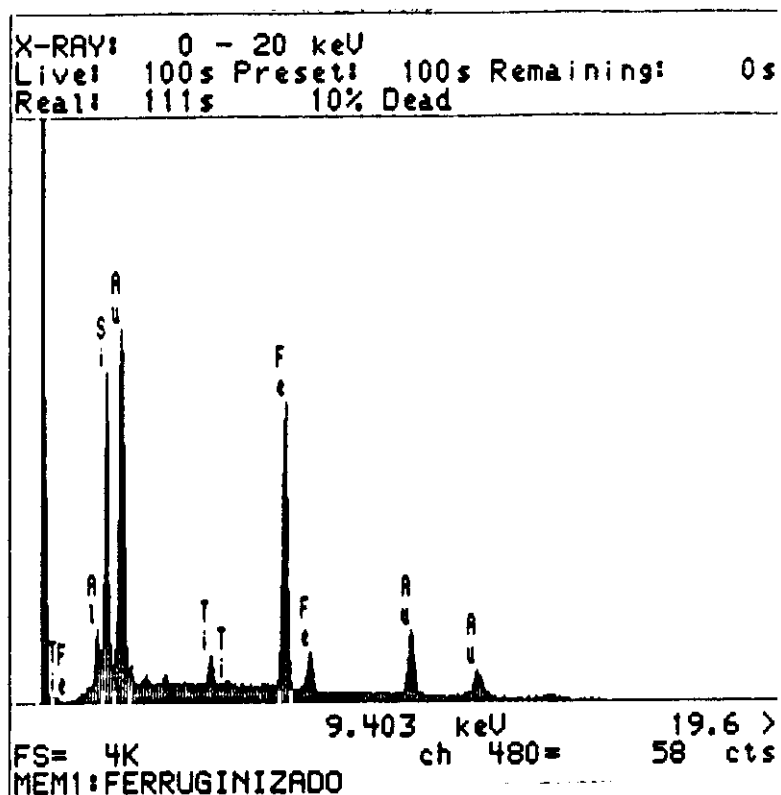


Figura 5.40 Difractograma correspondiente  
 a la foto 189

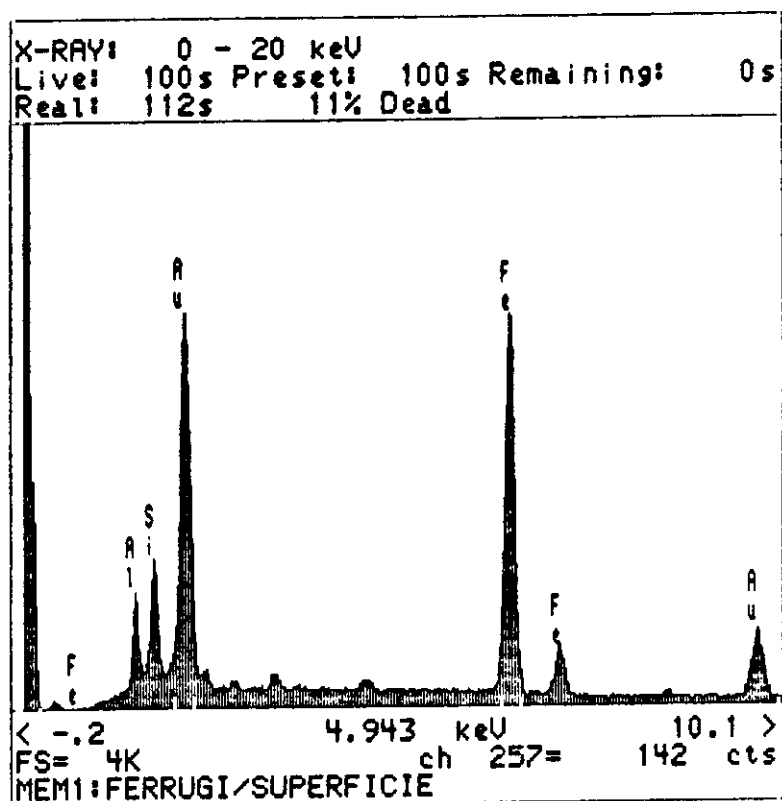


Figura 5.41 Difractograma correspondiente  
 a la foto 189

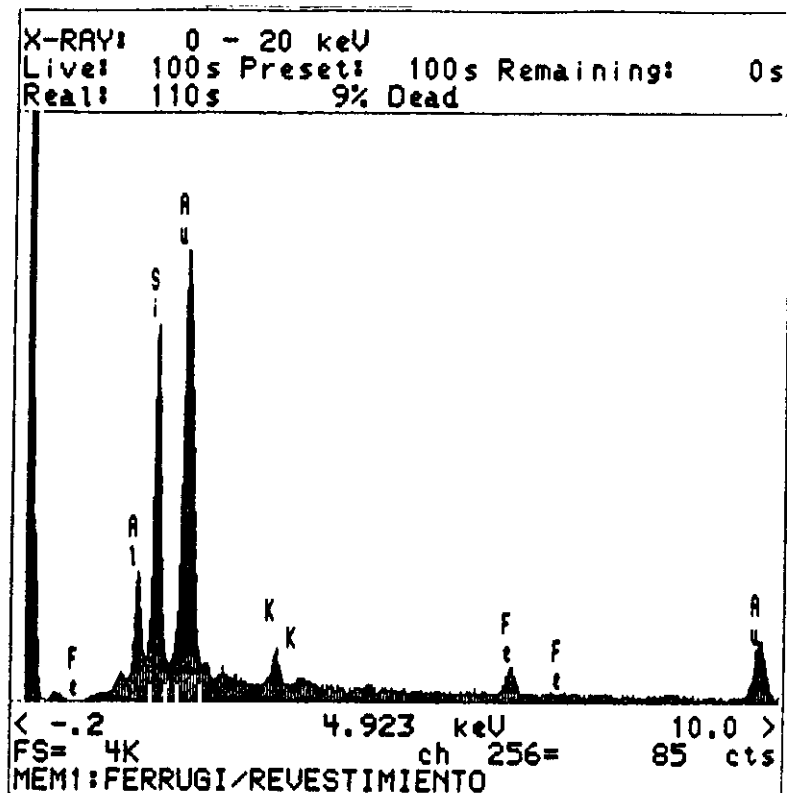


Figura 5.42 Difractograma correspondiente  
 a la foto 190

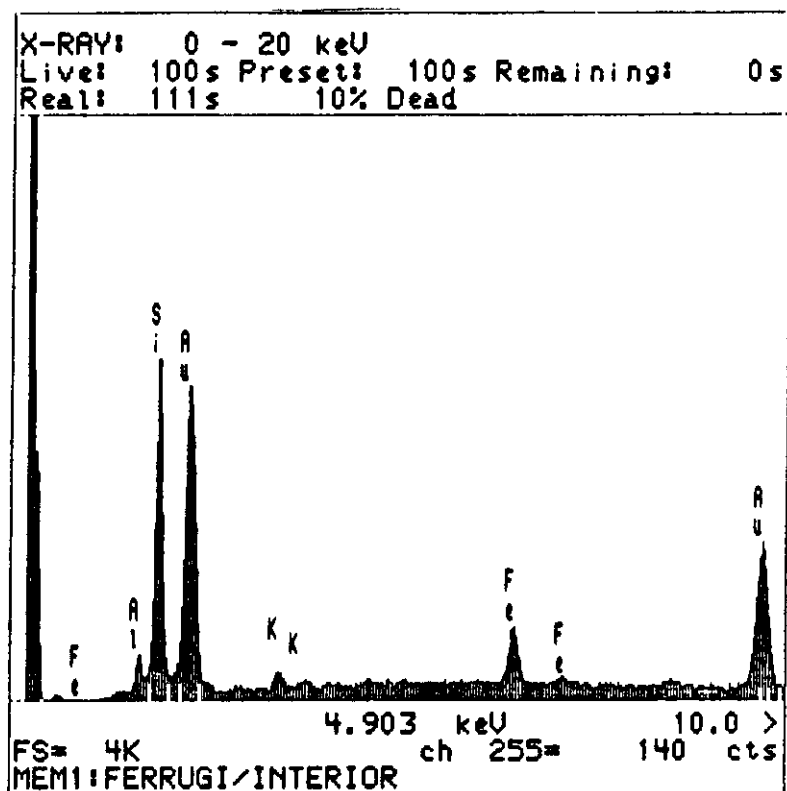


Figura 5.43 Difractograma correspondiente  
 a la foto 191

En la **Foto 192**, el ataque de los nidos deja visible los límites de los cristales. Dentro del volumen atacado, aparecen también unas esférulas o bolillas de material sinsedimentario.

La **Foto 193**, es un caso preciso que, tal vez, se trate de una esférula tipo diatomea. La esférula está en el límite del supuesto grano de cuarzo que fue atacado.

En la **Foto 194**, aparecen otros cristales euhedrales apósitos a la superficie del grano, en la parte más interior. Se ve también puentes de sílice entre las caras cercanas de una grieta de corrosión.

Como elementos más importantes de la historia evolutiva de la pátina de ferruginización de los cantos de la raña podemos afirmar lo siguiente:

- el cariado del grano es general, lo que ya había sido puesto de manifiesto en repetidas ocasiones por Espejo, que acuñó la noción de cantos desilificados para los de la raña.
- en parte puede ser que el ataque mediante desilificación ya comenzara antes de la silificación de la cuarcita: en todo caso resulta difícil saber si el ataque no ha progresado en época reciente, sumándose a unos efectos heredados.
- existe un revestimiento de un posible gel de sílice con K y Mg que se contrae ante el impacto del chorro de electrones, por lo que debe contener una alta proporción de agua.

Este revestimiento es el que aparece en otros lugares como despellejado de la superficie. Es presumible que cubriera prácticamente la totalidad del grano, y como respuesta a la desecación producida por el tratamiento al vacío de las muestras (durante el metalizado con oro de las mismas) se haya agrietado.

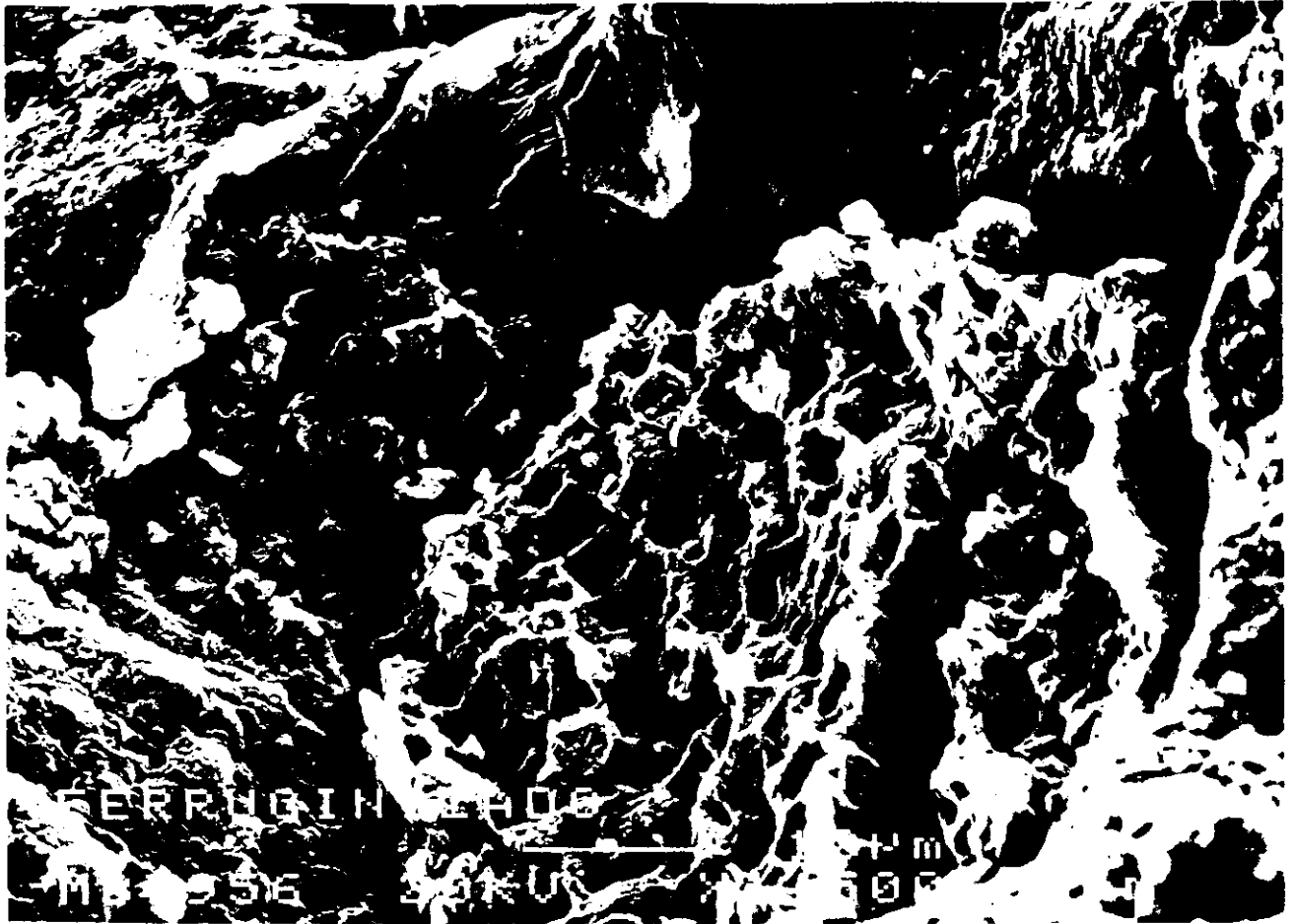


Foto 191

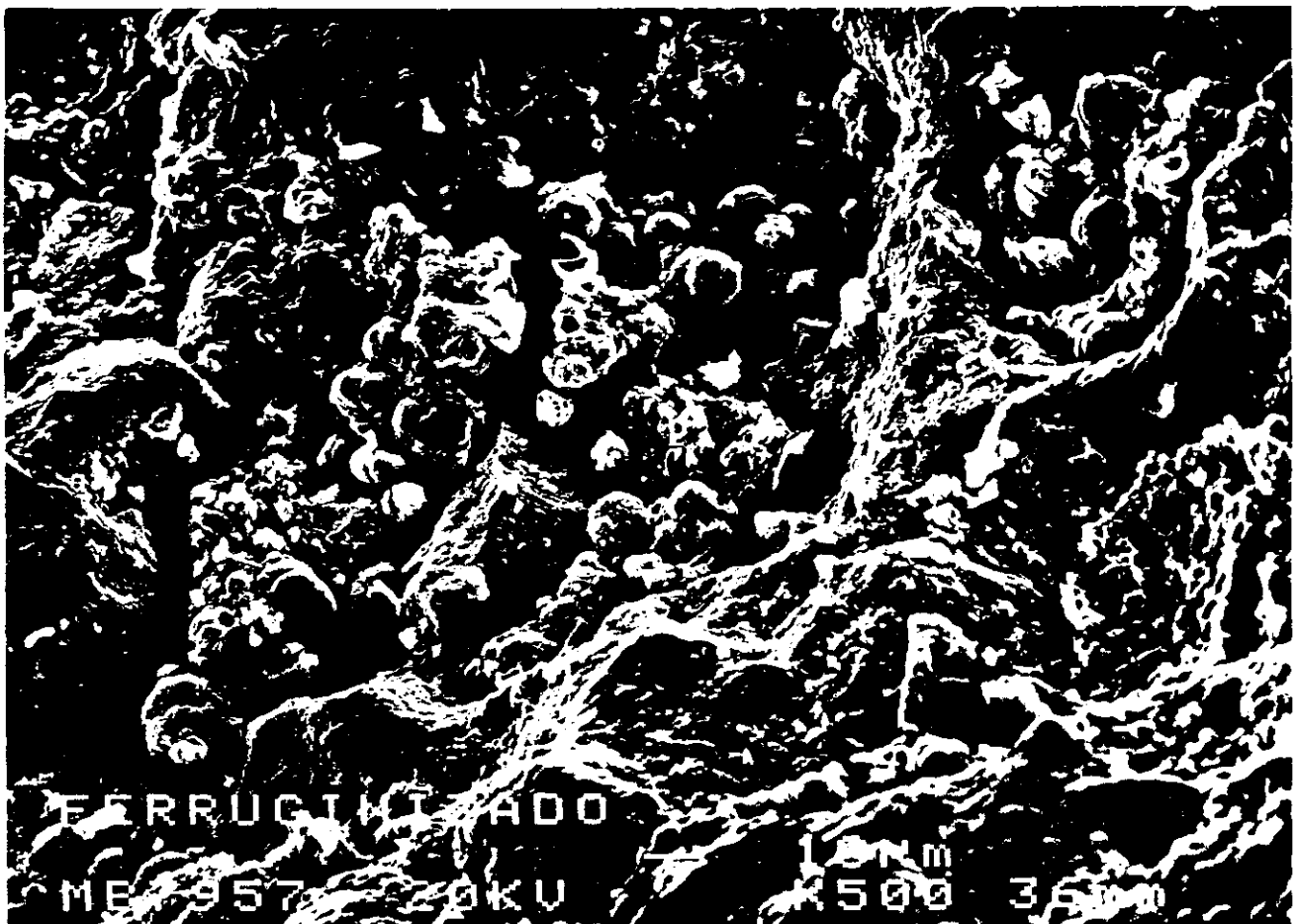


Foto 192

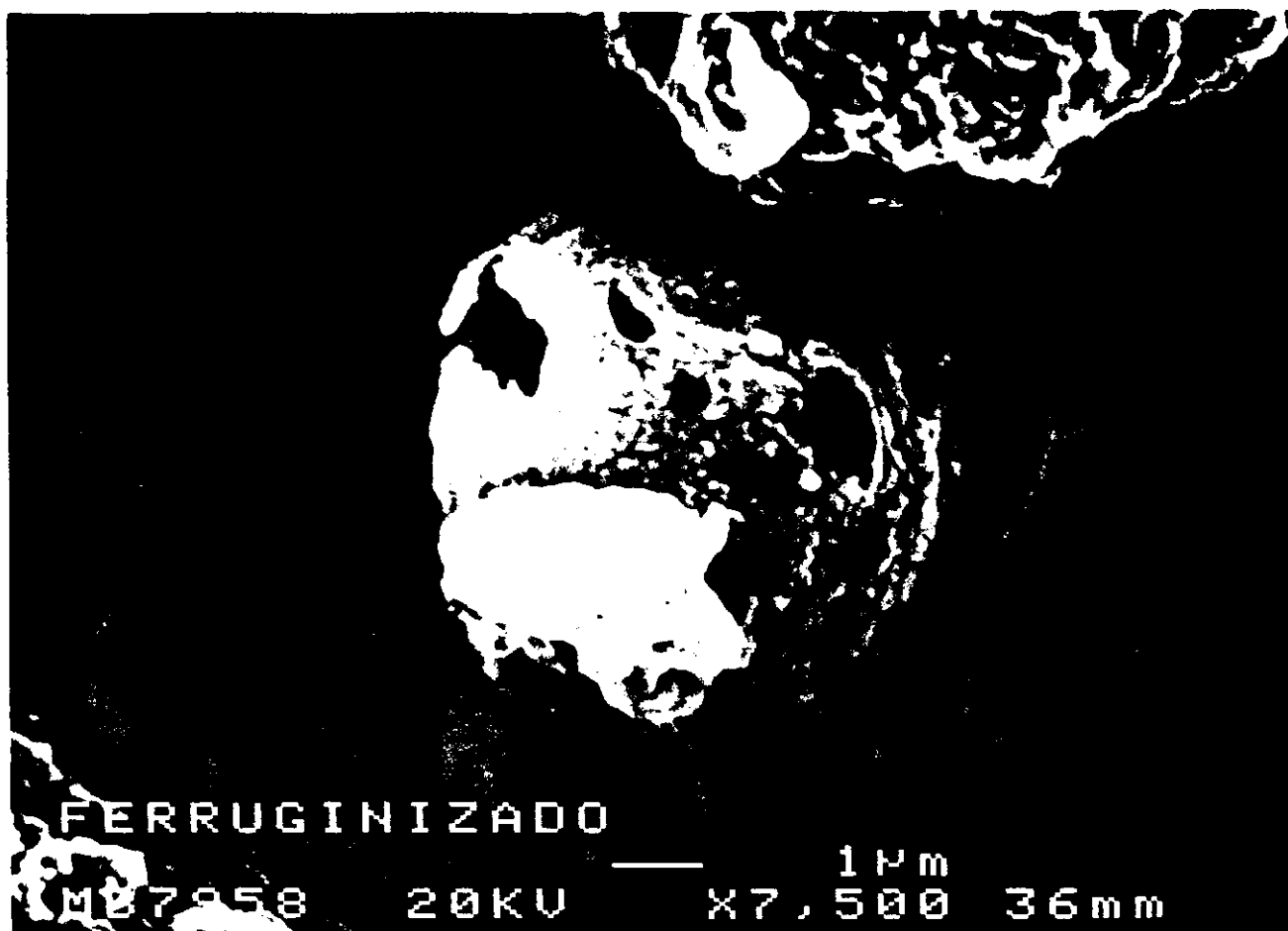


Foto 193

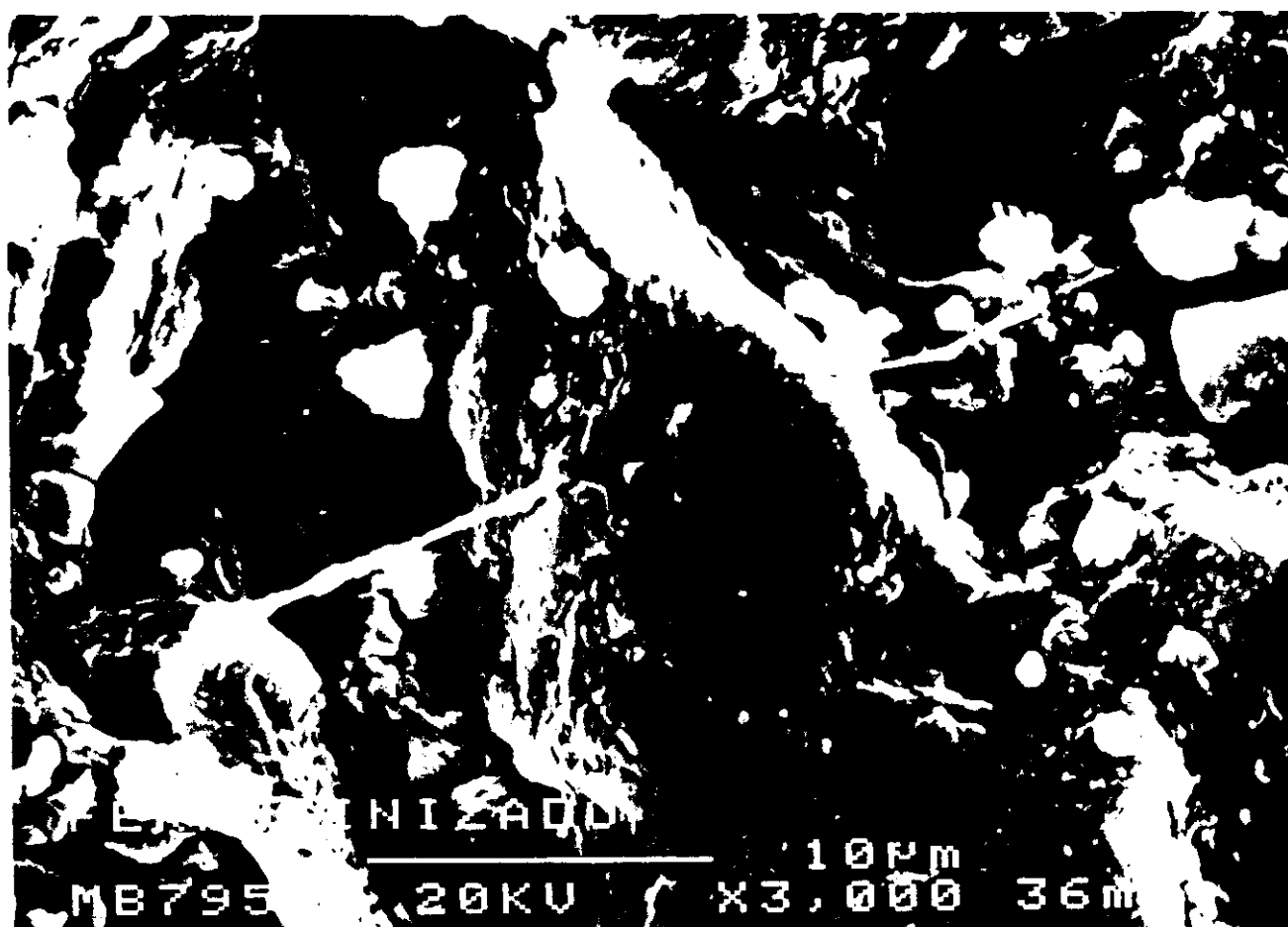


Foto 194

- a pesar de que se supone que la ferruginización se debe a un proceso de intemperismo intenso y profundo(tropicaloide?), llama la atención que se mantengan K y Mg en las muestras. ¿Son prueba de una contaminación posterior a la intensa meteorización?

## **A MODO DE CONCLUSIÓN**

A lo largo de la presente tesis se han incluido en muchos apartados conclusiones de los resultados más relevantes. Por ello nos sentimos disculpados de exponerlos ahora. Sin embargo no podemos excusarnos de realizar una última síntesis, probablemente demasiado escueta, con los logros más sobresalientes.

- La litología de las áreas madre y la tectónica precedente son los dos grandes condicionantes de las formaciones de piedemonte llamadas rañas, de donde provienen los materiales sedimentarios fundamentalmente gruesos, y que se encuentran al pie de las sierras con una gran diversidad, sobre todo en cuanto a la litología, pues además de la presencia necesaria de cuarcitas y pizarras dependiendo de las diferentes condiciones locales, se une la posible existencia de gneises o calizas.

La litología precisa para dar lugar a las rañas es la que combina cuarcitas y pizarras. Las primeras darán origen a los cantos, mientras que las segundas proporcionarán la base para la matriz arcillosa del sedimento. No obstante es posible la existencia en el área fuente de gneises y calizas, que darían paso a arenas y a solutos exportados del perfil del sedimento-suelo.

La tectónica, como se explicitará más adelante, cumple con el doble papel de fragmentación de las cresterías cuarcíticas y génesis de unos desniveles apropiados para que los agentes fluviales transporten el sedimento hasta las "fosas" de los piedemontes"



- No aparece ubicada a lo largo de todos los piedemontes, sino en lugares determinados, lo cual no es fruto sino de que no se depositó nada más que en emplazamientos privilegiados.
- Los restos que quedan en la actualidad poseen en su mayor parte forma digitada, porque originariamente eran abanicos aluviales o fueron desparramados sus depósitos por accionamiento fluvial.
- Otras causas posteriores, pero en muchos casos de gran influencia en las propiedades diferenciables de ciertas rañas son la basculación general hacia el W de nuestras formaciones mesetarias, que al condicionar la génesis de la red fluvial desde el principio del Cuaternario, determinan la configuración de las plataformas residuales de las rañas, así como el modelado de sus bordes y valles circundantes.
- Un factor que debe ser destacado en este aspecto, es el que determina que unas rañas hayan quedado aisladas pronto, en el concepto de tiempo geológico, de sus área madre y no hayan podido seguir recibiendo materiales sedimentarios, mientras que en otras la conexión con el área madre continúa hoy y pueden seguir creciendo materiales, como sería el caso de la raña de Bustares o la de Robledo de Corpes; en este caso, los aportes sólidos y de aguas de escorrentía "rejuvenecen" el perfil del suelo.
- Los fenómenos de hidromorfismo en el seno del perfil se deben en parte a que el agua de las precipitaciones invernales excede a las necesidades de la evapotranspiración, y como en la parte central y profunda del perfil se ha producido una intensa argiluviación, el exceso de agua queda "colgado" en el interior del perfil y cerca de la superficie, lo que supone un comportamiento análogo al de los "planosoles" clásicos (si bien en el caso de las rañas el nivel de base erosivo puede hallarse muy cerca, pero es la capa de cantos y gravas la que defiende la horizontalidad de la superficie y no la gran extensión de una llanura). Por ello, en épocas pasadas, se ha destacado este carácter "planosóli-

co" de las rañas y sus suelos han sido clasificados como tales planosoles. Pero, a lo largo de esta exposición ha quedado claro en repetidas ocasiones que no todos los suelos sobre sedimentos de raña pueden clasificarse como planosoles.

- No se logra acumular datos como para poder hablar de una etapa fría como preparadora de los cantos de la raña basándonos en la morfometría de los mismos.
- La gran similitud de los sedimentos estudiados a pesar de su dispersa localización, tal vez resultara de la conjugación de dos factores:
  - a) que existiera un clima estacional capaz de evacuar el material que previamente hubiera preparado la tectónica.
  - b) que igualmente hubiera unas condiciones geomorfológicas definidas: tras una etapa de distensión, génesis de fosas tectónicas, en proceso de colmatación por fanglomerados<sup>(5)</sup>, movidos como depósitos de corriente de barro (matriz interpuesta entre los clastos o de colador, Sanz Donaire, J. 1979-80.
- Para la raña podemos afirmar que se generó como abanicos aluviales sumamente aplanados, cuya coalescencia en los lugares privilegiados originó las extensas superficies cubiertas por el canturreal. Es probable que la matriz se generara como alteración del zócalo, así como fruto de la desintegración del material más atacable en el propio sedimento.
- A partir de los datos del estudio de la textura superficial, el que los granos de cuarzo sean fundamentalmente fluviales se debe explicar en razón de que los

---

<sup>(5)</sup> Un fanglomerado se define como la grava más o menos cementada o diagenizada de un abanico aluvial.

perfiles seleccionados están situados en el interior de los cauces fluviales. Los depósitos de las rañas corresponderían fundamentalmente a aportes fluviales, y son típicamente de cauce.

- El que los niveles del suelo sean ricos en cuarzo, illita, etc., se interpreta, como correspondientes a períodos relativamente secos, mientras que los períodos más húmedos, dominados por una meteorización más intensa, predominan los minerales arcillosos como la caolinita; la esmectita la hemos considerado como indicadora de un clima con estaciones contrastadas y pronunciadas estaciones secas.

Los suelos de las rañas estudiados por otros autores presentan un alto grado de evolución.

- Pensamos que los minerales de la arcilla predominantes en los suelos-sedimentos estudiados son la caolinita e illita, porque la primera es estable bajo las condiciones de acidez imperantes en el medio edáfico, siendo su origen mayoritariamente de neoformación; en cambio la illita proviene de la mica presente en las rocas originarias (pizarra y cuarcita). Ello viene avalado por la perfección con que se nos presentan los minerales hexagonales al microscopio electrónico de barrido.

## **BIBLIOGRAFIA**

## BIBLIOGRAFIA

AGUILAR, J. y DELGADO, M. (1970). Posibles interpretaciones de las estructuras de orientación en suelos. Anal. de Edaf. y Agrob., T. XXIX, pp. 839-863.

AGUILAR, J., BENAYAS, J. y MACIAS, F. (1980). Procesos de edafogénesis. I. Podsolización. Anal. de Edaf. y Agrob., T. 39, pp. 1895-1922.

AGUIRRE, E., DÍAZ MOLINA, M. y PÉREZ GONZÁLEZ, A. (1976). Datos paleomastológicos y fases tectónicas en el Neogeno de la Meseta Sur española. Trabajos Neogeno-Cuaternario, 5, pp.7-30.

ALASTRUE, E. (1953). El cuaternario de la comarca de Egea de los Caballeros (Zaragoza). Notas y Comunicaciones del Instituto Geológico y Minero de España, n. 32, pp. 69-84.

ALBA, S. de, et al. (1993). Repercusiones de la evolución de los sistemas de incisión fluvial sobre la complejidad de los paisajes geomorfológicos en áreas con superficies de tipo raña. Monografía 2 - La raña en España y Portugal, Centro de Ciencias Medioambientales, C.S.I.C., pp. 81-93.

ALBAREDA HERRERA, J.M. (1934). Caracterización de los suelos tropicales. Revista de la Academia de Ciencias de Madrid, T. XXXI, pp. 320-350 y 457-514.

ALBAREDA HERRERA, J.M. (1935). Sobre la composición química de algunas arcillas tropicales y del sudeste español. Revista de la Academia de Ciencias de Madrid, T. XXXII, pp. 50-55.

ALBAREDA HERRERA, J.M. (1941). Los suelos de montaña. Estudios Geográficos, n. 5, pp. 679-691.

ALBAREDA HERRERA, J.M. (1943). Sobre el estudio de los suelos españoles. Estudios Geográficos, n. 11, pp. 255-266. Madrid.

ALBAREDA HERRERA, J.M. y ALEIXANDRE, V. (1947). Sobre la aditividad en las deshidrataciones de mezclas de los minerales de la arcilla. Anales del Instituto de Edafología, pp. 603-639.

ALBAREDA HERRERA, J.M. y HOYOS DE CASTRO, A. (1943). Clasificación y tipos de Suelos II. Anales del Instituto de Edafología, pp. 151-192 y 373-407.

ALBAREDA HERRERA, J.M. y HOYOS DE CASTRO, A. (1955). Edafología. S.A.E.T.A. Madrid.

ALBAREDA HERRERA, J.M. y RODRÍGUEZ MUÑOZ, C. (1947). Fenómenos de ordenación y reoanisotropía de arcillas. Anal. Inst. Esp. Edaf. Ecol. Fisiol. Veg., n. 6, pp. 475-541.

ALCALÁ DEL OLMO BOBADILLA, L., BADORREY PERACHO, T. y MORENO ALVAREZ, J.L. (1979). Estudio sedimentológico contrastado de la "Facies Madrid" y la "Facies rojiza de Guadalajara". Consideraciones sobre su génesis y evolución. Anal. de Edaf. y Agrob., T. XXXVIII, n°s 9-10, pp. 1533-1541.

ALCALÁ DEL OLMO BOBADILLA, L. y MONTURIOL RODRÍGUEZ, F. (1982). Taxonomía numérica. Su aplicación a la clasificación de los suelos rojos españoles. Anal. de Edaf. y Agrob., T. XLI, n°s 1-2, pp. 183-196.

ALCALÁ DEL OLMO BOBADILLA, L. y MONTURIOL RODRÍGUEZ, F. (1985). Los índices de similitud y su relación con diferentes tipos de características en el análisis numérico de suelos. Anal. de Edaf. y Agrob., T. XLIV, n°s 9-10, pp. 1401-1419.

ALCALÁ DEL OLMO BOBADILLA, L. y MONTURIOL RODRÍGUEZ, F. (1988). Variabilidad de los diferentes tipos de suelos rojos en España. Anal. de Edaf. y Agrob. T. XLVII, n°s 1-2. Madrid, pp. 371-394.

ALCALÁ DEL OLMO, L., et al. (1992). Evolución edáfica de los suelos desarrollados en el nivel más antiguo de la raña (Guadalajara). III Congreso Nal. de la Ciencia del Suelo. Pamplona, pp 502-507.

ALCALÁ DEL OLMO, L., GUERRA DELGADO, A. y JIMÉNEZ BALLESTA, R. (1993). Aplicación de diversos índices edáficos en el estudio de la evolución y alteración de los suelos desarrollados sobre la formación de la raña. Monografía 2, La raña en España y Portugal, C.S.I.C., pp. 127-138.

ALEIXANDRE, T. (1947). Caracterización de algunas arcillas españolas por cambio de bases y curvas de deshidratación. Anales de Edafología, n. 6, pp. 455-474.

ALEIXANDRE, T. (1967). Estudio de un suelo rojo mediterráneo en Almagro (Ciudad Real). Anal. de Edaf. y Agrob. T. XXVI, n°s 7-8, pp. 1199-1209.

ALEIXANDRE, T., et al. (1977). Características mineralógicas del sistema fluvial Jarama-Henares. III Coloquio Jaca, pp. 9-17.

ALEIXANDRE, T., GARCÍA GONZÁLEZ, M. T. y PINILLA, A. (1981). Procesos de alteración en suelos caracterizados por fenómenos de empardecimiento y movilización de arcilla (Haploxeralf). Anal. de Edaf. y Agrob., T. XL, n°s 11-12, pp. 2179-2198.

ALEIXANDRE, T. y PINILLA, A. (1968). Algunas modificaciones en las técnicas aplicadas al estudio mineralógico de las fracciones gruesas o arenas. Anal. Edaf. y Agrob. T. XXVII, n 7-8, pp. 563-567.

ALFEREZ DELGADO, F. (1977). Estudio del sistema de terrazas del río Tajo al O. de Toledo. Estudios Geológicos, n 33, pp. 223-250.

ALFEREZ DELGADO, F. (1979). Una aproximación del límite Neogeno-Cuaternario en los depósitos de terrazas del río Tajo. Trabajos Neogeno-Cuaternario, n 9, pp. 9-16.

ALÍA MEDINA, M. (1942). Excursión geológica a Guadalajara, Soria y Logroño. Bol. Real Soc. Esp. Hist. Nat. T. XL, pp. 137-157.

ALÍA MEDINA, M. (1944). Datos morfológicos y estratigráficos de los alrededores de Toledo. Bol. Real Soc. Esp. Hist. Nat. T. 42, pp. 613-614.

ALÍA MEDINA, M. (1945). El Plioceno en la comarca toledana y el origen de la región de la Sagra. Estudios Geográficos, n 19, Madrid, pp. 203-340.

ALÍA MEDINA, M. (1945). Notas morfológicas de la región toledana. Rev. Las Ciencias, T. 10, n 1, pp. 95-114.

ALÍA MEDINA, M. (1947). Datos geomorfológicos de la región toledana: el curso inferior del río Algodor y el principio de la Mancha. Estudios Geográficos, n 27, Año 8, pp. 313-340.

ALÍA MEDINA, M. (1954). Observaciones sobre las formaciones neísicas y graníticas del Sur de Toledo. Notas y Comunicaciones del Instituto Geológico y Minero de España, V. 34, pp. 61-75.

ALÍA MEDINA, M. (1960). Sobre la tectónica profunda de la fosa del Tajo. Notas y Comunicaciones del Instituto Geológico y Minero de España, n 58, pp. 125-162.

ALÍA MEDINA, M. (1963). Rasgos estructurales de la Baja Extremadura. Bol. Real Soc. Esp. Hist. Nat. (S.G.), T. LXI, n 2, pp. 247-262.

ALÍA MEDINA, M. (1976). Una megaestructura de la Meseta Ibérica: La bóveda Castellano-Extremeña. Estudios Geológicos, n 32, pp. 229-238.

ALÍA MEDINA, M., PORTERO, J.M. y MARTÍN ESCORZA, C. (1973). Evolución geotectónica de la región de Ocaña (Toledo), durante el Neogeno y Cuaternario. Bol. Real Soc. Esp. Hist. Nat. (S.G.), T. 71, n 1-2, pp.9-20.

ALIAS, L.J., GARCÍA, C. y MARTÍNEZ, J. (1989). Mineralogía de arcillas de los suelos de la Sierra de Ascoy (Cieza, Murcia) y su Piedemonte. Anal. Edaf. Agrob., T. XLVIII, n 3-4, pp. 303-314.

ALONSO, J.J. y GALVÁN, J. (1975). Panorámica actual de la Microscopía electrónica en Geología. Primer Centenario de la R. Soc. Esp. de Hist. Nat., pp. 11-17.

ALONSO OTERO, F., et. al. (1981). Prácticas de Geografía Física. Oikos-Tau, Colección Prácticas de Geografía.

ALONSO, J.J., GARCÍA VICENTE, J. y RIBA, O. (1961). Sedimentos finos del centro de la cubeta terciaria del Tajo. II Reunión de Sedimentología, Madrid, C.S.I.C., pp. 21-25.

ALVARADO, A. de (1923). Región Este de Sierra Morena. Boletín del Inst. Geológico de España, T. XLIV - T. IV. Tercera Serie. Madrid, pp. 297-445.

ALVARADO, M. (1980). Introducción a la Geología General de España. Boletín Geológico y Minero, T. 91, pp. 1-66. Madrid.

ALVARADO Y ARILLAGA, M.M. (1960). Fotogeología. Notas y Comunicaciones del Inst. Geológico y Minero de España, n 58, pp. 105-124.

ALVAREZ QUEROL, M.C. (1947). Variables que influyen sobre la razón molecular sílice/alumina en los suelos graníticos españoles. Anal. del Inst. Esp. de Edaf. Ec. y Fis. Veg., n 6, pp. 233-308.

ALVIRA ALVIRA, T. (1943). Algunas consideraciones sobre la toma de muestras. Anal. del Inst. Esp. de Edaf. Ec. y Fis. Veg., T. II, pp. 193-201.

ALVIRA ALVIRA, T. (1944). Contribución al estudio de las tierras rojas españolas. Anal. del Inst. Esp. de Edaf. Ecol. y Fisio. Veg., T. III, Vol. II. Madrid, pp. 203-249.

ALVIRA ALVIRA, T. y ALÍ MEDINA, M. (1946). Estudio geológico-edáfico de las tierras rojas situadas al Norte de Toledo. Anal. del Inst. Esp. de Edaf., T. V., Vol. I, pp. 5-15.

APARICIO YAGÜE, A. (1970). Nota previa sobre la geología del macizo cristalino de Toledo. Estudios Geológicos, Vol. XXVI, pp. 281-283.

APARICIO YAGÜE, A. (1971). Estudio geológico del macizo cristalino de Toledo. Madrid, Estudios Geológicos, Vol. XXVII, pp. 369-414.

APARICIO YAGÜE, A., et. al. (1975). Los materiales graníticos hercínicos del Sistema Central Español. Memoria del Inst. Geológico y Minero de España, T. 88. Madrid.

APARICIO YAGÜE, A. y GARCÍA CACHO, L. (1970). Estudio geológico de la zona metamórfica de Honrubia (Sistema Central Español). Estudios Geológicos, Vol. XXVI, pp. 297-315.

APARICIO YAGÜE, A., GARCÍA CACHO, L. y PEINADO, M. (1975). Sobre la petrogénesis de las formaciones glandulares del Sistema Central Español. Boletín Geológico y Minero, T. LXXXVI-IV, pp. 416-427.



ARAGONESES NARVÁEZ, F.J. (1990). Geoquímica y mineralogía de las fracciones finas de suelos tipo raña en la provincia de Guadalajara. Universidad Autónoma de Madrid. Facultad de Ciencias. 296 págs.

ARAGONESES, F.J. y GARCÍA GONZÁLEZ, M.T. (1991). "Highcharge smectite in Spanish raña soils". Clays and Clay Minerals, 39, pp. 211-218.

ARANEGUI, P. (1927). Las terrazas cuaternarias del río Tajo entre Aranjuez (Madrid) y Talavera de la Reina (Toledo). Bol. de la Real Soc. Esp. de Hist. Nat., T. XXVII, pp. 285-290.

ARANEGUI, P. y HERNÁNDEZ-PACHECO, F. (1927). Las terrazas cuaternarias del río Henares en las inmediaciones de Alcalá (Madrid). Bol. Real Soc. Esp. Hist. Nat., T. XXVII, n 8, pp. 341-343.

ASENSIO AMOR, I. (1947). Estudio comparativo de métodos de análisis granulométrico de suelos. Anal. Inst. Edaf., T. 6, Vol. 1, pp. 117-128.

ASENSIO AMOR, I. (1958). Índice de erosión: concepto y primera aplicación. Bol. Real Soc. Esp. Hist. Nat., T. LVI, pp. 231-239.

ASENSIO AMOR, I. (1959). Índices morfométricos de sedimentos detríticos. Bol. Real Soc. Esp. Hist. Nat., T. LVII, (S.G.), pp. 157-161.

ASENSIO AMOR, I. (1959). Índice axial: concepto y primera aplicación. Bol. Real Soc. Esp. Hist. Nat., T. LVII, (S.G.), pp. 49-59.

ASENSIO AMOR, I. (1960). Génesis y cronología de las arenas de Torrelodones. Revista Las Ciencias, Año XXV, n 1, pp. 75-84.

ASENSIO AMOR, I. (1960). Geografía y sedimentología. Estudios Geográficos, n 78, pp. 39-62. C.S.I.C. Madrid.

ASENSIO AMOR, I. (1962). Sedimentodinámica. Bol. Real Soc. Esp. Hist. Nat. (S.G.), T. 60, pp. 301-313.

ASENSIO AMOR, I. (1963). Consideraciones sobre arrastres sólidos fluviales. Bol. Real Soc. Esp. Hist. Nat. (S.G.), T. 61, pp. 287-291.

ASENSIO AMOR, I. (1965). Formaciones sedimentarias antiguas localizadas al Norte de Madrid. Estudios Geográficos, n 99, pp.231-243.

ASENSIO AMOR, I. (1966). Geomorfología y sedimentología. Bol. Real Soc. Esp. Hist. Nat., T. LXIV, pp. 155-161.

ASENSIO AMOR, I. (1970). Geomorfología aplicada: datos morfodinámicos de cuencas fluviales utilizadas en proyectos de regularización hidráulica. Estudios Geográficos, n 119, pp. 239-263.

ASENSIO AMOR, I. (1970). Rasgos geomorfológicos de la zona litoral galaico-asturiana en relación con las oscilaciones glacioeustáticas. Estudios Geológicos, Vol. 26, pp. 29-91.

ASENSIO AMOR, I. (1973). Comportamiento y evolución de materiales graníticos en cuencas fluviales y diferentes climas. Inst. Juan Sebastián Elcano, Madrid, 122 págs.

ASENSIO AMOR, I. y GONZÁLEZ MARTÍN, J.A. (1974). Formas de crioturbación en altos niveles cuaternarios del valle del Jarama. Estudios Geográficos, n 137, pp. 579-591.

ASENSIO AMOR, I. y GONZÁLEZ MARTÍN, J.A. (1977). Características sedimentológicas de la denominada "Formación detrítica intramiocena", en la Depresión del Tajo. Estudios Geológicos, T. 33, pp. 199-205.

ASENSIO AMOR, I. y LAZARO OCHAITA, I. (1974). Los depósitos detríticos gruesos de la cuenca del río Miraflores y su significación en los procesos geomorfológicos. Estudios Geográficos, n 134, pp. 5-23.

ASENSIO AMOR, I. y MARTÍNEZ GONZÁLEZ, F. (1965). Formación cuaternaria en el valle de Navacerrada. Bol. Real Soc. Esp. Hist. Nat., T. 63, pp. 113-118.

ASENSIO AMOR, I. y NONN, H. (1964). Materiales sedimentarios de terrazas fluviales. Estudios Geográficos, n 96, pp. 319-376.

ASENSIO AMOR, I. y VAUDOUR, J. (1967). Depósitos cuaternarios en los alrededores de Mejorada del Campo (Valle del río Jarama). Madrid, Estudios Geológicos, v. XXIII, pp. 237-255.

BABIN VICH, R. BLANCA (1971). Estudio meso y microtectónico del macizo metamórfico de El Vellón. Bol. Real Soc. Esp. Hist. Nat. (S.G.), T. 69, pp. 5-27.

BADORREY, T., GALLARDO, J. y RIEDEL, W. (1969). Los suelos de la parte occidental del Macizo de Gredos y el problema de Rotlehm. Anal. de Edaf. y Agrob., 28, Madrid,, pp. 149-177.

BENAYAS, J., PÉREZ MATEOS, J. y RIBA, O. (1960). Asociaciones de minerales detríticos en los sedimentos de la cuenca del Tajo. Anal. de Edaf. Agrob., T. 19, pp. 637-670.

BERNABÉ MAESTRE, J. (1973). Mapas de pendiente. Métodos y aplicación. Cuadernos de Geografía de Valencia, n 12, pp. 19-29.

BIELZA DE ORY, V. (1989). Territorio y Sociedad en España I. Geografía Física. Taurus, 441. págs.

BIROT, P. (1937). Sobre la morfología del segmento occidental de la Sierra de Guadarrama. Estudios Geográficos, n 18, pp 155-168.

BIROT, P. (1949). El relieve de la Sierra de Alto Rey y de su borde oriental. Estudios Geográficos, n 36, pp. 497-502.

BIROT, P. y SOLÉ SABARÍS, L. (1951). Sobre un rasgo morfológico paradójico de los macizos cristalinos de la Cordillera Central Ibérica. Bulletin de l'Association de Géographes français, n 218-219.

BIROT, P. y SOLÉ SABARÍS, L. (1954). Investigaciones sobre morfología de la Cordillera Central Española. C.S.I.C., Madrid, Inst. Juan Sebastián Elcano., 87 págs.

BISCAYE, P.E. (1965). Mineralogy and sedimentation of recent deep sea clay in the Atlantic Ocean and adjacent seas and oceans. Geol. Soc. Amer. Bull. 76, pp. 803-832.

BLACKWELDER, P.L. y PILKEY, O.H. (1972). Electron microscopy of quartz grain surface textures. The U.S. Eastern Atlantic continental margin. Jour. Sed. Petrology, 42, pp. 520-526.

BOLUDA HERNÁNDEZ, R. et al. (1989). Singularidades edafológicas en la comarca La Plana de Requena-Utiel (Valencia). Anal. Edaf. Agrob., n 1-2, T. 48, pp. 49-59.

BRINDLEY, G.W. y BROWN, G. (1984). Crystal structures of clay minerals and X-ray identification. Mineralogical Society. Monograph, 5, 495 p.

BROWN, G. (1972). The X-ray identification and crystal structures of clay minerals. Mineralogical Society. (Clay Minerals Group), London.

BRUTON, G. (1955). Vapor pressure glycolation of oriented clay minerals. Amer. Min., Vol. 40, n°s 1-2, pp. 124-126.

BULL, W.B. (1981). The alluvial-fau environment. Progress in Physical Geography, pp. 222-270.

BULLOCK, P. et. al. (1985). Handbook for soil thin section description. Waine Research Publications, 152 págs.

BULLÓN MATA, T. (1984). La geomorfología del sector occidental de la Sierra de Guadarrama según las publicaciones recientes. Anal. de Geografía de la Universidad Complutense, 4, pp. 247-255.

BUSSON, G. (1968) Les sables ronds, mats, emoussés luisants et non-usés observés au microscope électronique à balayage (stereoscan). Bull. du Museum National d'Histoire naturelle, 4, pp. 850-856.

CABALLERO, M.A., LOPEZ AGUAYO, F. y MENENDEZ, F. (1974). Estudio mineralógico y genético del yacimiento de alunite del El Negredo (Segovia). Estudios Geológicos, V. XXX, pp. 179-184.

CABALLERO LÓPEZ-LENDINEZ, M.A. y MARTÍN VIVALDI, J.L. (1975). Estudio mineralógico y genético de la fracción fina del Trias español. Memoria del Instituto Geológico y Minero de España. T. 87.

CABANAS, R. (1957). Las terrazas cuaternarias del Guadalquivir y sus afluentes, en la provincia de Jaén. Rev. de la Real Academia de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales de Madrid, T.LI, pp. 193-227, 293-403.

CABANAS, R. (1959). Datos fisiográficos de la provincia de Jaén. Bol. de la Real Soc. Esp. de Hist. Nat., T. LVII, (S.G.) pp. 101-115.

CABANAS, R. (1959). Los niveles de terrazamiento cuaternario del Guadalquivir y sus afluentes en la provincia de Jaén. Bol. de la Real Soc. Esp. de Hist. Nat. T. LV, (S.G.), pp. 75-115.

CABANAS, R. (1967). Los Pedroches. Estudios Geográficos, n 106, pp. 23-88.

CABERO DIÉGUEZ, V. et al. (1982). Mapa Regional de Castilla y León. E. 1:500.000, más Memoria de 41 págs.

CABRA, P. (et al.) (1983). Estudio geomorfológico del Cuaternario y de las formaciones superficiales del sector meridional de la Sierra Cabrera. Tecniterrae, n 51, pp. 32-42.

CAILLEUX, A. Y TRICART, J. (1963). Initiation a l'étude des sables et des galets, V. I-II-III, CDU, París.

CALDERON ARANA, S. (1884). Observaciones sobre la constitución de la Meseta Central de España. Madrid, Actas de la Soc. Esp. de Hist. Nat. T. 13, pp. 50-51.

CALDERON ARANA, S. (1885). Ensayo orogénico sobre la Meseta Central de España. Anal. de la Real Soc. Esp. de His. Nat. T. XIV, pp. 131-172.

CALDERON ARANA, S. (1888). Consideraciones del Profesor Suess sobre la Meseta Central Española. Actas de la Real Soc. Esp. de Hist. Nat., T. 7, pp. 123-129.

CALVO PALACIOS, J.L. (1977). Los Cameros. Instituto de Estudios Riojanos. Logroño.

CANTANO, M. y MOLINA, E. (1987). Aproximación a la evolución morfológica de la Fosa de Ciudad Rodrigo (Salamanca). Bol. de la Real Soc. Esp. de Hist. Nat. (Geol.), T. 82, nºs 1-4, pp. 87-101.

CAPOTE, R. (1973). Estudio geoestructural de los afloramientos metamórficos del norte de la provincia de Avila. Bol. Geol. y Minero. T. LXXXIV-VI, pp. 426-437.

CAPOTE, R. Y CARRO, S. (1968). Existencia de una red fluvial intramiocena en la depresión del Tajo. Estudios Geológicos. T. XXIV, pp. 91-97.

CAPOTE, R., CASQUET, C. Y FERNÁNDEZ CASALS, M.J. La tectónica hercínica de cabalgamientos en el Sistema Central Español.

CAPOTE, R. y FERNÁNDEZ CASSALS, M.J. (1978). La tectónica postmiocena del Sector Central de la Depresión del Tajo. Bol. Geol. y Minero. T. LXXXIX-II, pp. 114-122.

CAPOTE, R.; GUTIÉRREZ ELORZA, M. y VEGAS, R. (1971). Observaciones sobre las tectónicas de las series precámbricas y paleozoicas del Este de la provincia de Cáceres. Bol. Geol. y Minero. T. LXXXII, pp. 147-151.

CAPOTE, R. y HERNÁNDEZ ENRILE, J.L. (1971). Los materiales preordovícicos de Despeñaperros (Sierra Morena Oriental). Estudios Geológicos. V. XXVII, pp. 171-175.

CARANDELL, J. (1914). Las calizas cristalinas del Guadarrama. Trab. del Mus. Nal. de Cienc. Nat. (S.G.) n 8. Madrid.

CARBONELL T. FIGUEROA. (1927). Contribución al estudio de la geología y de la tectónica andaluza. Bol. del Inst. Geol. de España. T. XLIX. T. IX, Tercera Serie. pp. 81-215.

CARTOGRAFÍA Y FOTOGRAFÍA AÉREA (1981). Manual de Contratación MOPU. Centro de Estudios de Ordenación del Territorio y Medio Ambiente - CEOTMA, Serie Manuales, 2. Madrid.

CASAS TORRES, J.M. (1978). Cartografía geográfica y utilización de suelos. Revista Las Ciencias, pp. 97-101.

CASAS, J. y LEGUEY, S. (1971). Estudio mineralógico de los sedimentos detríticos del borde Norte del Guadarrama en la cuenca del río Eresma (Provincia de Segovia). I Congr. Hisp. Luso-Amer. Geol. Econom., T I Secc. I, pp. 115-138.

CASAS, J., LEGUEY, S. y RODRÍGUEZ, J. (1927). Mineralogía y sedimentología de las arenas que recubren el terciario entre los ríos Pirón y Voltaya. Estudios Geológicos, v 28, pp. 287-296.

CATALÁN, J.G. y ALONSO, J.J. (1963). Nota sobre cálculo de coeficientes de suspensión, disolución y erosión. Anal. de Edaf. y Agrob., 22, pp. 365-368.

CATÁLOGO DE SUELOS DE ANDALUCÍA (1984). (Serie: Monografías del Medio Ambiente, n 3). Junta de Andalucía, Agencia del Medio Ambiente, con la colaboración del CSIC, Centro de Edafología y Biología Aplicada del Cuarto. Sevilla. Estación Experimental del Zaidín. Granada. Sevilla.

C.E.O.T.M.A. (1984). Guía para la elaboración de estudios del medio físico: contenido y metodología. Serie Manuales, 3 MOPU, Madrid, 572 págs.

CLEMENTE, L. y PANEQUE, G. (1974). Propiedades, génesis y clasificación de suelos de terrazas del valle del Guadalquivir-I. Anal. de Edaf. y Agrob. T. XXXIII, n°s 3-4, pp. 215-223.

COBLENTZ, W.W. (1906). Investigation of infrared spectra. Parts III and VI. Carnegie Institution of Washington D.C.

COMISIÓN DE MÉTODOS ANALÍTICOS DEL INSTITUTO NACIONAL DE EDAFOLOGÍA Y AGROBIOLOGÍA "José M<sup>a</sup> Albareda" (1973). Determinaciones analíticas en suelos. Normalización de métodos. I. pH, materia orgánica y nitrógeno. Ana de Edaf. y Agrob. V. XXXII, pp. 1153-1172.

CONLEY, R.T. (1979). Espectroscopía infrarroja. Versión española de J. Calderón Martínez y R. Avendaño Ruíz. Editorial Alhambra, S.A., págs. 346. Sección I-Química

CONSEJERÍA DE POLÍTICA TERRITORIAL. Consejo Superior de Investigaciones Científicas. (1987). E 1:100.000. 2 Hojas. Geología del Sistema Central. Memoria, 32 págs. Comunidad de Madrid.

CSIC. CONSEJO SUPERIOR DE INVESTIGACIONES CIENTÍFICAS. Instituto de Edafología y Agrobiología "José María Albareda". (1969). Mapa de Suelos de España. E. 1:1.000.000. Publicado bajo la dirección de A. Guerra y Fr. Monturiol. Memoria de 115 págs.

CSIC. CONSEJO SUPERIOR DE INVESTIGACIONES CIENTÍFICAS. Patronatos "Alonso de Herrera" y "José María Quadrado". (1970). Mapa provincial de Suelos de Guadalajara E 1:250.000. Memoria, 89 págs. Madrid.

CORTOZAR, D. (1878). Expedición geológica por los Montes de Toledo. Bol. de la Com. del Mapa Geológico de España. T. 5, pp. 321-327.

CORTAZAR, D. (1880). Reseña física y geológica de la provincia de Ciudad Real. Bol. de la Com. del Mapa Geológico de España. T. 7, pp. 289-323.

CORRALES, I. et al.: (1977). Estratigrafía. Madrid. Editorial Rueda, 718 pp.

COURTOT, R. (1970). La fotografía aérea y los paisajes agrarios en el valle bajo de Júcar (Valencia). Cuadernos de Geografía de Valencia, n 7, pp. 273-283. Traducción por D. A. López Gómez.

CRESPO, V. y REY, J. (1971). Contribución al estudio del Valle de Alcudia. Bol. Geol. y Minero, T. LXXXII-VI, pp. 512-515.

CHAPUT, J.L. (1971). Aspects morphologiques du Sud-Est de la Sierra Morena. Revue de Geographie Physique et de Géologie Dynamique (2), v. XIII, fasc. 1, pp. 55-66. París.

CHICHARRO FERNÁNDEZ, E. (1976). La utilización del suelo en la hoja 510 (Marchamalo). Bol. de la Real Soc. Geográfica, T. CXII, n 1 a 12.

CHICHARRO FERNÁNDEZ, E. (1978). Cartografía del uso del suelo sobre datos del Landsat. Revista Las Ciencias, pp. 127-131.

DANTÍN CERECEDA, J. (1912). Nota preliminar sobre las relaciones de la red hidrográfica y del relieve en la Meseta de la Península Ibérica. Bol. de la Real Soc. Esp. de Hist. Nat. pp. 524-540.

DANTÍN CERECEDA, J. (1912). Resumen fisiográfico de la Península Ibérica. Madrid. (un vol. de 275 pág. El capítulo "El clima de la Península, págs. 175-217, con 11 mapas).

DANTÍN CERECEDA, J. (1917). Sobre las películas férricas en los suelos áridos de España. Bol. de la Real Soc. Esp. de Hist. Nat., T. XVII, pp. 245-248. Madrid.

DANTÍN CERECEDA, J. (1922). Ensayo acerca de las regiones naturales de España. CSIC, Inst. Juan Sebastián Elcano. pág. 96. Un vol. de XVI + 386 págs. Inst. Juan Sebastián Elcano. C.S.I.C.

DANTÍN CERECEDA, J. y REVENGA CARBONELL, . (1936). Geomorfometría de la Mancha. Nota preliminar- Publicación de la Socie-dad Geográfica Nacional- Serie B n 70.

DELGADO, M., DORRONSORO, C. y GUARDIOLA, J.L. (1972). Técnicas de obtención y preparación de las arenas gruesas de suelos para su estudio óptico. Anal. de Edaf. y Agrob., T. XXXI, n°s 1-2, pp. 143-150.

DÍAZ MUÑOZ, M.A. (1984). Criterios para el análisis de evolución de usos de suelo en zona de montaña: aplicación a un sector de Somosierra. Anal. de Geografía de la Universidad Complutense, pp. 131-147.

DORRONSORO, C. (1988). Aporte de la fracción arena gruesa al conocimiento de la génesis del suelo. Anal. de Edaf. y Agrob. T. XLVII, n°s 1-2, pp. 87-110.

DORRONSORO, C. (1988). Micromorfometría de suelos. Principios y técnicas. Anal. de Edaf. y Agrob. T. XLVII, n°s 1-2, pp. 465-501.

DORRONSORO, C. (1988). Micromorfometría de suelos. Aplicaciones. Anal. de Edaf. y Agrob. T. XLVII, n°s 1-2, pp. 503-532.

DORRONSORO, C. y AGUILAR, J. (1988). El proceso de iluviación de arcilla. Anal. de Edaf. y Agrob. T. XLVII, n°s 1-2, pp. 311-350.

DOWDESWELL, J.A. (1982). Scanning electron micrographs of quartz sand grains from cold environments examined using Fourier shape analysis. Jour. Sed. Petrology, 52, pp. 1315-1323.

DUCHAUFOR, P. (1984). Manual de Edafología, T. I. Edofogénesis y clasificación. Toray-Masson, S.A. Barcelona, 493 pág.

ELÍAS CASTILLO, F. y RUÍZ BELTRÁN, L. (1981). Estudio agroclimático de la región Castilla-La Mancha. Depto. de Agricultura de la Junta de Comunidades Castilla-La Mancha, 247 págs. Madrid.

ESPEJO SERRANO, R. (1975). La alteración de las rocas en los medios naturales. Monografías n. 32 de la ETSIA. Universidad Politécnica, Madrid, 56 pág.

ESPEJO SERRANO, R. (1980). Caracterización de un podsol ferro-húmico en la sierra de Las Villuercas. Bol. de la Real Soc. Esp. de Hist. Nat. (Geol.), T. 78, pp. 263-274.

ESPEJO SERRANO, R. (1981). Estudio del perfil edáfico y caracterización de las superficies tipo raña en el sector Cañamero-Horcajo de los Montes. Tesis Doctoral, Ministerio de Agricultura y Pesca. Inst. Nal. de Investigaciones Agrarias. Colección: Tesis Doctorales. INIA, n 27.

ESPEJO SERRANO, R. (1985). The ages and soils of two levels of "raña" surfaces in central Spain. Geoderma, 35, pp. 223-239.

ESPEJO SERRANO, R. (1986). Procesos edafogenesicos y edad de las formaciones tipo raña relacionadas con las estribaciones meridionales de los Montes de Toledo. Anal. de Edaf. y Agrob. T. XLV, n°s. 5-6, pp. 655-680.



ESPEJO SERRANO, R. (1988). Génesis de las segregaciones de oxihidroxidos de Fe en algunos suelos de raña. II Congreso Nacional de la Ciencia del Suelo. Sociedad España de la Ciencia del suelo, pp. 309-312.

ESPEJO SERRANO, R. y PÉREZ ARIAS, J. (1988). Relación suelo-agua en las formaciones de raña del Centro-Oeste de España. Anal. de Edaf. y Agrob. T. XLVII, nºs 5-6, pp. 987-992.

ESPEJO SERRANO, R., GUERRERO LÓPEZ, F. Y SAA REQUEJO, A. (1988). Caracterización de un podsol ferro-húmico en el Puerto de la Quesera (Sierra de Ayllón). Anal. de Edaf. y Agrob. T. XLVII, pp. 609-621.

ESPEJO SERRANO, R.; TORRENT, J. y ROQUERO, L. (1973). Contribución a la caracterización de niveles superiores de terrazas fluviales en ríos españoles. Bol. de la Real Soc. Esp. de Hist. Nat. (S.G.), T. 71. (3-4), pp.231-236.

ESTÉBANEZ ALVAREZ, J. Y PUYOL ANTOLÍN, R. (1976). Análisis e interpretación del Mapa Topográfico. Edit. Tebar Flores, véase esp. págs. 64-66.

FEBREL, T. (1957). Diagramas estructurales del cuarzo y mica de las rocas metamórficas de la parte oriental de la Hoja de Buitrago de Lozoya. Notas y Com. del Inst. Geol., n 48, pp. 57-90.

FERNÁNDEZ CABALLERO, D. (1980). Estudio geomorfológico de las rañas de Somosierra (Sistema Central Español). Memoria de Licenciatura. Inédita. Madrid, 102 págs.

FERNÁNDEZ CABALLERO, D. y SANZ DONAIRE, J.J. (1985). Las rañas de Somosierra (Sistema Central Español). Paralelo 37°, Volumen Homenaje a D. Manuel de Terán. Consejería de Cultura. Junta de Andalucía. Excma. Diputación Provincial de Almería, pp.217-231.

FERNÁNDEZ CABALLERO, D. y SANZ DONAIRE, J.J. (1993). Estudio de la exoscopía de los granos de cuarzo de la raña con ayuda del Microscopio Electrónico de Barrido. Monografía, 2, La raña en España y Portugal. Centro de Ciencias Medioambientales. C.S.I.C. Madrid, pp. 15-26.

FERNÁNDEZ CASALS, M.J. y CAPOTE DEL VILLAR, R. (1970). La tectónica paleozoica del Guadarrama en la región de Buitrago del Lozoya. Bol. Geol. y Minero. T. LXXXI-VI, pp. 562-568.

FERNÁNDEZ CASALS, M.J. y CAPOTE, R. (1971). Los gneises glandulares del Guadarrama oriental. Bol. de la Real Soc. Esp. de Hist. Nat. (Geol.). T. 69, pp. 69-80.

FERNÁNDEZ MARCOS, M.L., MACIAS, F. y GUITIAN OJEA, F. (1980). Estudio comparativo de dos métodos de obtención de la solución del suelo: Aplicación al

estudio de la solución de suelos podsólicos de Galicia. Anal. de Edaf. y Agrob. T. XXXIX, n°s 9-10, pp. 1587-1607.

FERNÁNDEZ NAVARRO, L. (1913). Datos de una excursión geológica por la provincia de Toledo. Madrid. Bol. de la Real Soc. Esp. de Hist. Nat. T. XIII, pp.147-150.

FERNÁNDEZ NAVARRO, L. (1915). Monografía geológica del valle del Lozoya. Trabajos del Museo Nal. de Ciencias Nat. (S.G.) n 12. Junta para la ampliación de estudios e Investigaciones Científicas. Madrid.

FERNÁNDEZ NAVARRO, L. (1916). Historia geológica de la Península Ibérica. Biblioteca Corona.

FERNÁNDEZ NAVARRO, L. y GÓMEZ DE LLARENA, J. (1916). Datos topológicos del cuaternario de Castilla La Nueva. Trabajos del Museo Nal. de Cien. Nat. (S.G.) n 18. Junta para la ampliación de estudios e investigaciones científicas. Madrid.

FERRERAS CHASCO, C. (1981). El Norte de la Meseta Leonesa. Tesis Doctoral. Inst. Fray Bernardino de Sahagún. CSIC. León, 455 págs.

FIGUEIREDO GOMES, C. (1986). Argilas - O que sao e para que servan. Fundação Calouste Gulbenkian, Lisboa, 457 págs.

FONT-ALTABA, M. (1971). Atlas de Mineralogía. Ediciones Jover, S.A. 7ª ed.

FORTEZA, J., GARCÍA, M.P. y LORENZO, L.F. (1993). Suelos de raña del área de Riaza (Segovia). Monografía, 2, La raña en España y Portugal. Centro de Ciencias Medioambientales. CSIC., 185-197.

FORTUN, C. y FORTUN, A. (1989). Diversos aspectos sobre el papel de la materia orgánica humificada en la formación y estabilización de los agregados del suelo. Anal. de Edaf. y Agrob., n 48, pp. 185-204.

FUSTER, J.M. y FEBREL, T. (1970). Sobre el metamorfismo regional progresivo en el Guadarrama oriental (Sistema Central Español). Estudios Geológicos, v. XXVI, pp. 327-329.

GALVÁN, J. et al. (1966). Estudio de concreciones ferruginosas de Mesones (Guadalajara). Anal. de Edaf. y Agrob. T. XXV, n°s 11-12. Madrid.

GALVÁN, J. y SANZ DONAIRE, J.J. (1982). Problemas de alteraciones en el sector occidental del Sistema Central Español. Actas II Coloquio Ibérico de Geografía, Lisboa, v. I, pp. 277-290.

GALLARDO, J.F. Y EGIDO, J.A. (1979). Suelos del Norte de la Sierra de Francia. Actas de la III Reunión Nal. del Grupo Español de Trabajo del Cuaternario (El

Cuaternario en medios semiáridos). Zaragoza. Inst. de Geografía Aplicada. CSIC. pp. 45-55.

GALLARDO, J. PÉREZ GONZÁLEZ, A. y BENEYAS, J. (1987). Paleosuelos de los piedemontes villafranquienses y de las terrazas pleistocenas de la región del valle del Henares-Alto Jarama. Bol. Geol. y Minero, T. XCVIII, pp. 27-39.

GALLARDO, J. y RODRÍGUEZ SANCHIDRIÁN, J. (1971). Contribución al estudio del Rothelm. Anal. de Edaf. y Agrob. n 30, pp. 527-534.

GALLARDO, J. y VAUDOUR, J. (1969). Problemas morfológicos y edafológicos de la región de Alcalá de Henares. Anal. de Edaf. y Agrob. T. XXVIII, pp. 63-79.

GALLART GALLEGO, F. (1977). Los glaciares: Problemas de nomenclatura, clasificación y génesis (Estudio bibliográfico). Acta Geológica Hispánica. T. XII, n 1-3, pp. 12-17.

GARCÍA, A., IBAÑEZ, JJ. y PASTOR, J. (1987). Relaciones suelo-pasto en superficies de tipo raña. Anal. de Edaf. y Agrob., T. XLVI, n°s 9-10, pp.1203-1218.

GARCÍA CACHO, L. y APARICIO YAGÜE, A. Geología del Sistema Central Español. Comunidad de Madrid. Conserjería de Política Territorial. C.S.I.C.

GARCÍA DE FIGUEROLA, L.C. (1958). Excursión geológica por el bloque del piélagos (Toledo-Avila). Notas y Comun. del Inst. Geol. y Minero de España, n 50, 1er fasc. número extraordinario, pp. 77-93.

GARCÍA DE FIGUEROLA, L.C. (1963). El dique diabásico del Norte de Extremadura. Notas y Comun. del Inst. Geol. y Min. de España, n 69, pp. 43-78.

GARCÍA DE FIGUEROLA, L.C. (1965). La continuación hacia el suroeste del dique básico de Plasencia (Cáceres). Notas y Comun. del Inst. Geol. y Minero de España, n 77, pp. 129-164.

GARCÍA DE FIGUEROLA, L.C. y PARGA, J.R. (1971). Características fundamentales de los "sierros" de la provincia de Salamanca. Bol. Geol. y Minero, T. LXXXII-III-IV, pp. 287-290.

GARCÍA DE FIGUEROLA, L.C., CORRETGÉ, L.G. y BEA, F. (1974). El dique de Alentejo- Plasencia y Haces de diques básicos de Extremadura (Estudio comparativo). Bol. Geol. y Minero, T. LXXXV. n 3, pp. 308-337.

GARCÍA DE FIGUEROLA, L.C.; CORRETGÉ, L.G. y SUÁREZ, O. (1971). Estudio petrológico de la formación plutónica de Zarza la Mayor (prov. de Cáceres). Bol. Geol. y Minero, T. LXXXII-III IV, pp. 217-233.

- GARCÍA DEL CURA, M.A. (1974). Estudio Sedimentológico de los materiales terciarios de la zona centro-oriental. Estudios Geológicos, v. XXX, pp. 579-597. Inst. "Lucas Mallada". CSIC.
- GARCÍA DEL CURA, M.A. (1975). Contribución al conocimiento litoestratigráfico del Terciario continental de la Cuenca del Duero (Zona Oriental). Actas I Col. Inter. sobre Bioestratigrafía continental del Neogeno Superior y Cuaternario Inferior. Montpellier, Madrid, pp. 77-82.
- GARCÍA DEL CURA, A. y LÓPEZ AGUAYO, F. (1974). Estudio mineralógico de las facies detrítico-calcareas del Terciario de la Zona Centro-Oriental de la Cuenca del Duero (Aranda de Duero). Estudios Geológicos. V. XXX, pp. 503-513.
- GARCÍA-GONZÁLEZ, M.T. y ARAGONESES, F.J. (1988). Relación entre la mineralogía y el tamaño de partícula en suelos en el área de Membrillera (Guadalajara). II Congreso Nacional de la Ciencia del Suelo. Sociedad Española de la Ciencia del Suelo. pp. 529-534.
- GARCÍA GONZÁLEZ, M.T. y ARAGONESES, F.J. (1990). Paragonite in Spanish "raña" soils. Journal of Soil Science, 41, pp. 313-323.
- GARCÍA NAVARRO, A. y FERNÁNDEZ POZO, L. (1988). Suelos sobre sedimentos terciarios afectados por la terraza alta del Guadiana en Badajoz. Anal. de Edaf. y Agrob. T. XLVII, n°s 5-6, pp. 839-865.
- GARCÍA-RODEJA GAYOSO, E. y MACIAS VÁZQUEZ, F. (1984). Caracterización de suelos ácidos (Podsoles-Andosoles-Suelos aluminicos) de Galicia: Relación con los procesos edafogeoquímicos. I Congr. Nal. de la Ciencia del Suelo, T. II, pp. 589-602. Madrid.
- GARCÍA RODRÍGUEZ, M<sup>a</sup> P. FORTEZA BONNIN, J. y LORENZO MARTÍN, L.F. (1989). Estudio edafogenético en suelos de rañas. Distribución de hierro y aluminio. Anal. de Edaf. y Agrob. T. XLVIII, n°s 5-12, pp. 557-573.
- GARCÍA, P., FORTEZA, J. y LORENZO, L.F. (1993). Estudio comparativo de suelos desarrollados sobre rañas al Norte del Sistema Central. Monografía, 2, La raña en España y Portugal, Centro de Ciencias Medioambientales. C.S.I.C., pp. 199-209. Madrid.
- GARCÍA RODRÍGUEZ, A. et al. (1974). Memoria de la Reunión sobre suelos del Centro Oeste de España. Centro de Edafología y Biología Aplicada de Salamanca, pp. 85-93.
- GARCÍA RODRÍGUEZ, P. et al (1988). Dinámica del hierro y del aluminio en suelos desarrollados sobre rañas en la provincia de Salamanca. II Congreso Nacional de la Ciencia del suelo. Sociedad Española de la Ciencia del suelo, pp. 396-401.

- GARCÍA VICENTE, J. (1951). Estructura cristalina de los minerales de la arcilla. Monografías de Ciencia Moderna, 30, Inst. de Edaf. y Fisiol. Vegetal, C.S.I.C. 107 págs.
- GARZÓN HEYDT, M.G., GONZÁLEZ LODEIRO, F. y VEGAS, R. (1976). Estudio tectónico y microtectónico de la fracturación en un segmento del Sistema Central Español. Stud. Geol. 10, pp. 7-16.
- GARZÓN HAYDT, A. et al (1981). Morfoestructura y sedimentación terciarias en el valle de Amblés (Sistema Central Español). Cuadernos de Geología Ibérica, 7, pp. 655-666.
- GAUSSEN, H. (1919). Mapa de las subregiones climáticas de la Península Ibérica. Escala 1:4.000.000. Ser. Geogr. de L'Armée. Francia.
- GEHRENKEMPER, J. (1978). Rañas und Rehefgenerationen der Montes de Toledo un Zentralspanien Berlinez - Geographische Abhandlungen - Heft 29, págs. 81.
- GEORGE, P. (1970). Dictionnaire de la Geographie sons la Direction. París Presses Universitaires de France. 448 págs.
- GIMÉNEZ, F.A., et al. (1984). El Cuaternario de la Depresión del Ebro en la región aragonesa. Universidad de Zaragoza. Estación Experimental de Aula Dei, Zaragoza.
- GLADFELTER, B. (1976). Terrazas pleistocenas del Alto Henares (Guadalajara), España. Estudios Geográficos, n 145, pp. 481-495. Art. traducido por F. López Bermúdez.
- GÓMEZ DE LLARENA, J. (1914). Excursión geológica a Navas de Estena. Bol. de la Real Soc. Esp. de Hist. Nat. T, XIV, pp. 386-388.
- GÓMEZ DE LLARENA, J. (1914). Un ejemplo de metamorfismo en los Montes de Toledo. Bol. de la Real Soc. Española de Hist. Nat. T. XIV, pp. 383-385.
- GÓMEZ DE LLARENA, J. (1916). Bosquejo geográfico geológico de los Montes de Toledo. Trabajos del Museo de Ciencias Naturales, Serie Geológica, n 15. Junta para la Ampliación de Estudios, págs. 74.
- GÓMEZ DE LLARENA, J. (1923). Guía geológica de los alrededores de Toledo. Trabajos del Museo de Ciencias Naturales, Serie Geológica, n 31. Junta para la Ampliación de Estudios, págs. 47.
- GONZÁLEZ LODEIRO, F. (1981). La estructura del anticlinorio del "Ollo de Sapo" en la región de Hiendelaencina (Extremo oriental del Sistema Central Español). Cuadernos Geología Ibérica, V 7, pp. 535-545.

- GONZÁLEZ MARTÍN, J.A. (1986). Atlas de Geomorfología. Alianza Editorial, págs. 159-168.
- GONZÁLEZ MARTÍN, J.A. y ASENSIO AMOR, I. (1979). Nota preliminar sobre las terrazas del Tajo entre Almoguera y Aranjuez (Guadalajara-Madrid). Bol. de la Real Soc. Geogr., pp. 259-300.
- GONZÁLEZ MARTÍN, J.A. y ASENSIO AMOR, I. (1983). Estudio geomorfológico de las terrazas fluviales cuaternarias del valle del Tajo (Aranjuez-Toledo). VI Reun. Grup. Esp. Trab. del Cuat., Santiago, pp. 485-517.
- GONZÁLEZ MARTÍN, J.A. y ASENSIO AMOR, I. (1987). Estudio geomorfológico de paleoformas terciarias (valles de Lozoya y Jarama): su influencia y control en la sedimentación de materiales neógenos, entre Torrelaguna y el embalse de El Vado. Materiales y Procesos Geológicos, Facultad de Ciencias Geológicas. Universidad Complutense. pp. 183-206.
- GONZÁLEZ MARTÍNEZ, J., FENOLL HACHALI, P. y MARTÍN VIVALDI, J.L. (1970). Estudio mineralógico de niveles arcillosos del trias alpujárride. Bol. Geológico y Minero, T. LXXXI-VI. pp. 620-629.
- GONZÁLEZ MARTÍN, J.A., LÓPEZ ASCONA, M<sup>a</sup> C. y ASENSIO AMOR, I. (1988-89). Los conjuntos alteríticos del borde septentrional de los Montes de Toledo. Materiales y Procesos Geológicos, n 6, pp. 239-264.
- GRIM, R.E., BRAY, R.H. y BRADLEY, W.F.(1937). The mica in argillaceous sediments. Am. Mineral, 22, pp. 813-829.
- GUERRA, A. (1969). Los suelos de España. Revista Las Ciencias. T. XXXIV, pp. 3-10.
- GUERRA, A. et al. (1972). Los suelos rojos en España. Contribución a su estudio y clasificación. Publicaciones del Dpto. de Suelos de Inst. de Edaf. y Biol. Veg. C.S.I.C., 253 págs. Véase pp. 185-195.
- GUÍA DE CASTILLA-LA MANCHA (1991). Espacios Naturales. Servicio de Publicaciones. Junta de Comunidades de Castilla-La Mancha. 709 págs.
- GUITIÁN OJEDA, F. y CARBALLAS, T. (1977). Técnicas de análisis de suelos. Ed. Pico Sacro. Santiago.
- GUTIÉRREZ ELORZA, M. y RODRÍGUEZ VIDAL, J. (1978). Consideraciones sobre la morfogénesis del Sistema Central. Bol. Geol. y Minero, T 89-2, pp. 109-113.
- HERNÁNDEZ ENRILE, J.L. y GUTIÉRREZ ELORZA, M. (1968). Movimientos caledónicos (fases salaírica, sárdica y érica) en la Sierra Morena occidental. Bol. de la Real Soc. Española de Hist. Nat. (Geol.), 66, pp.21-28.

HERNÁNDEZ PACHECO, E. (1912). Elementos geográficos-geológicos de la Península Ibérica. Asoc. Esp. Progr. de las Ciencias. Congreso de Granada, T. V., pp. 225-231.

HERNÁNDEZ PACHECO, E. (1912). Itinerario geológico de Toledo a Urda. Trab. Mus. Nal. Cienc. Nat. n 1, 47 págs.

HERNÁNDEZ PACHECO, E. (1923). Edad y origen de la Cordillera Central de la Península Ibérica. Soc. Esp. Progr. de las Ciencias. Congreso de Salamanca. T. II, pp. 119-134.

HERNÁNDEZ PACHECO, E. (1926). La Sierra Morena y la llanura bética (Síntesis Geológica). Libro Guía del XIV Congreso Geológico Intern. Inst. Geológico de España.

HERNÁNDEZ PACHECO, E. (1926). Bosquejo tectónico del S. de España. Libro Guía del xiv Congreso Geológico Intern. Inst. Geológico de España.

HERNÁNDEZ PACHECO, (1928). Los cinco ríos principales de España y sus terrazas. Trab. del Museo Nal. de Cienc. Nat., Serie Geológica, n 36, 149 págs.

HERNÁNDEZ PACHECO, E. (1929). Fisiografía del Guadiana. Revista del Centro de Estudios Extremeños. Badajoz.

HERNÁNDEZ PACHECO, E. (1929). Datos geológicos de la meseta toledano-cacereña y de la fosa del Tajo. Memoria de la Real Soc. Esp. de Hist. Nat. T. XV, fasc. 1, pp. 183-202.

HERNÁNDEZ PACHECO, E. (1930). Fisiografía e historia geológica de la altiplanicie de Castilla la Vieja. (C. Vidal Box). Bol. de la Real Soc. Esp. de Hist. Nat., T. XXX, págs. 516.

HERNÁNDEZ PACHECO, E. (1931). El problema de las terrazas pliocenas y pleistocenas en 1931. Bol. Soc. Geogr. Nal., T. LXXI, n°s 7-8, pp. 3-56.

HERNÁNDEZ PACHECO, E. (1932). Síntesis fisiográfica y geológica de España. Trab. del Mus. Nal. de Cienc. Nat. Serie Geológica, n 38. Junta para la ampliación de estudios e investigaciones científicas.

HERNÁNDEZ PACHECO, E. (1943). Observaciones respecto al paleógeno continental hispánico. Revista Las Ciencias, año 8, n 3, pp. 545-555.

HERNÁNDEZ PACHECO, E. (1951). Paleografía del solar hispano durante el Paleozoico. Bol. de la Real Soc. Esp. Hist. Nat., T. XLIX, n°s 1-2, pp. 23-43.

HERNÁNDEZ PACHECO, E. (1955). Síntesis orográfica y orogénica de la península hispana. Bol. de la Real Soc. Esp. de Hist. Nat. Sección Geológica, T. LIII, pp. 23-42.

HERNÁNDEZ PACHECO, E. (1955). Fisiografía del solar hispano. Memoria de la Real Acad. de Cienc. Exact. Fisic. y Nat., Sec. Ciencias Nat., T. XVI, 2 vols., 1955 y 1956, 665 y 793 págs.

HERNÁNDEZ PACHECO, E. y PUIG DE LA BELLACASA, N. (1926). Guía geológica de Despeñaperros (Sierra Morena). XIV Congreso Geológico Internacional.

HERNÁNDEZ PACHECO, F. (1930). Variaciones en el régimen de las terrazas en algunos ríos españoles. (C. Vidal Box). Bol. de la Real Soc. Esp. de Hist. Nat. T. XXX, 516 págs.

HERNÁNDEZ PACHECO, F. (1932). Tres ciclos de erosión geológica en las sierras orientales de la Cordillera Central. Bol. de la Soc. Esp. de Hist. Nat. T. XXXII, pp. 455-460.

HERNÁNDEZ PACHECO, F. (1932). Estudio de la región volcánica central de España. Real Acad. de Cienc. Exact. Fis. y Nat. T. III de Memorias de Cienc. Nat.

HERNÁNDEZ PACHECO, F. (1933). Características geográfico-geológicas del territorio del alto Tajo. Bol. de la Soc. Geográfica Nat. Serie B. n 31, pp. 707-738.

HERNÁNDEZ PACHECO, F. (1933). Rasgos geográfico-geológicos del valle de Alcuía en relación con sus características agropecuarias. Bol. del Inst. de Reforma Agraria, n 18. Año II, pp. 1-27.

HERNÁNDEZ PACHECO, F. (1934). Avance al estudio de las comarcas naturales del suroeste de Castilla la Nueva y de la Sierra Morena.

HERNÁNDEZ PACHECO, F. (1939). El segmento medio de las Sierras Centrales de la Extremadura Central. Revista Las Ciencias, año IV, n 2, pp. 361-404.

HERNÁNDEZ PACHECO, F. (1946). Los materiales terciarios y cuaternarios de los alrededores de Toledo. Estudios Geográficos, año VII, n 23, pp. 225-246.

HERNÁNDEZ PACHECO, F. (1947). Ensayo de la morfogénesis de la Extremadura Central. Notas y Com. del Inst. Geol. y Minero, n 17, pp. 169-195.

HERNÁNDEZ PACHECO, F. (1949). Las cuencas terciarias de la Extremadura Central. Bol. de la Real Soc. Esp. de Hist. Nat. T. extraordinario, pp. 333-344.

HERNÁNDEZ PACHECO, F. (1950). Las rañas de las sierras centrales de Extremadura. C.R. Congr. Intern. Geog. T. II, sections, pp. 87-109.

HERNÁNDEZ PACHECO, F. (1951). La Sierra de San Pedro y su terminación geotectónica en la de Alcuéscar (Cáceres). Bol. de la Real Soc. Esp. de Hist. Nat. T. XLIX, n°s 1-2-3, pp. 5-22.



HERNÁNDEZ PACHECO, F. (1952). Característica general del Terciario continental de la llanura del Guadiana. Not. y Com. de Inst. Geol. y Min. de España, n 25, pp. 23-72.

HERNÁNDEZ PACHECO, F. (1952). La Geomorfología. Revista de la Universidad de Madrid, v II, n 5, pp. 5-27.

HERNÁNDEZ PACHECO, F. (1954). Ensayo sobre tectónica paleozoica en Extremadura. Bol. de la Real Soc. Esp. de Hist. Nat., Tomo extraordinario Homenaje a Eduardo Hernández Pacheco, pp. 387-414.

HERNÁNDEZ PACHECO, F. (1955). Las formas fundamentales del relieve en la Península Hispánica. Bol. de la Real Soc. Esp. de Hist. Nat., T. LIII, pp. 52-75.

HERNÁNDEZ PACHECO, F. (1956). Significación y génesis fisiográfica del Portillo de Cijara en el Guadiana. Bol. de la Real Soc. Esp. de Hist. Nat., T. LIV, pp. 5-35.

HERNÁNDEZ PACHECO, F. (1957). Las formaciones de la raña de la Península Hispánica. INQUA - V Congreso Internacional Madrid Barcelona, pp. 78-79.

HERNÁNDEZ PACHECO, F. (1960). El Terciario continental de Extremadura. Bol. de la Real Soc. Esp. de Hist. Nat., Sección Geológica, T. LVIII, n 2, pp. 241-274.

HERNÁNDEZ PACHECO, F. (1961). Las formaciones o depósitos de grandes bloques de edad Pliocena en relación con la raña. II Reunión de sedimentología. C.S.I.C., pp. 185-186.

HERNÁNDEZ PACHECO, F. (1962). La formación o depósito de grandes bloques de edad pliocena. Su relación con la raña. Estudios Geológicos, v XVIII, pp. 75-88.

HERNÁNDEZ PACHECO, F. (1965). La formación de la raña al S. de la Somosierra Occidental. Bol. de la Real Soc. Esp. de Hist. Nat. (Geol.), T. LXIII, pp. 5-17.

HERNÁNDEZ PACHECO, E. y F. (1936). Datos acerca de la exploración geológica de Ifni. Bol. de la Real Soc. Esp. de Hist. Nat., T XXXVI, pp. 155-176.

HERNÁNDEZ PACHECO, E. y F. (1942). Sahara Español. Universidad de Madrid. Servicio de Publicaciones.

HERNÁNDEZ PACHECO, F., ALBERDI ALONSO, M<sup>a</sup>T. y AGUIRRE, E. (1969). Proceso formativo y época de la Sierra de Guadarrama. Bol. de la Real Soc. Esp. de Hist. Nat., T. 67, n 3, pp. 225-237.

HERNÁNDEZ PACHECO, F. y ARANEGUI, P. (1927). Las terrazas cuaternarias del río Jarama en las inmediaciones de San Fernando y Torrelaguna (Madrid). Bol. de la Real Soc. Esp. de Hist. Nat., T. XXVII, n 7, pp. 310-316.

HERNÁNDEZ PACHECO, F. y ARANEGUI, P. (1929). Nuevos datos sobre las terrazas cuaternarias de los ríos Jarama y Henares. Bol. de la Real Soc. Esp. de Hist. Nat., T. XXIX, n 10, pp. 403-404.

HERNÁNDEZ PACHECO, F. y ASENSIO AMOR, I. (1964). Materiales arenosos de los alrededores de Madrid. Bol. de la Real Soc. Esp. de Hist. Nat., (Geol.), T. 62, pp. 145-162.

HERNÁNDEZ PACHECO, F. y CABAÑAS RUESGAS, F. (1952). Las características fisiográficas y geológicas del Guadiana entre Luciana y Puebla de D. Rodrigo. Bol. de la Real Soc. Esp. de Hist. Nat., T. L., n 2, pp. 263-279.

HERNÁNDEZ PACHECO, F. y CESTEROS, J. BENITO A. (1952). Los grandes argayos de las cuestas del Mioceno de Castilla la Vieja, su influencia en la formación del relieve y época de los mismos. Bol. de la Real Soc. Esp. de Hist. Nat., T. L, n 2, pp. 33-40.

HERNÁNDEZ PACHECO, F. y RODRÍGUEZ MELLADO, M<sup>a</sup>T. (1947). La evolución geomorfológica de las zonas orientales de la Mancha y el yacimiento de moluscos pontiense del Puente de la Marmota. Bol. de la Real Soc. Esp. de Hist. Nat., T. XLV, pp. 85-101.

HERNÁNDEZ SAMPELAYO, P. (1932). Mapa Geológico de España. Escala 1:50.000. Hoja nº 161 (León). IGME.

HERNANDO, S. (1973). El pérmico de la región Atienza-Somolinos (provincia de Guadalajara). Boletín geológico y minero, T. LXXXIV, IV, pp. 231-235.

HERNANDO, S. (1974). Un depósito tipo "raña" en la base del Triásico del Borde Sur-Occidental de la Cordillera Ibérica. Tecniterrae, n 2, pp. 14-18.

HERNANDO COSTA, S. y HERNANDO COSTA, J. (1976). Estudio de las fracciones pesadas del Pérmico de la región Ayllón-Atienza (Segovia, Soria y Guadalajara). Estudios Geológicos, n 32, pp. 77-94.

HERNANDO COSTA, S. y FERNANDO COSTA, J. (1976). Los minerales pesados del Buntsandstein (¿Triásico inferior y medio?) de la región Ayllón-Atienza (provincias de Segovia, Soria y Guadalajara). Estudios Geológicos, v XXXII (2), pp. 143-154.

HERRERO MATIAS, M. (1986). Ensayo de aplicación a la región central española del método de cartografía geomorfológica de la escuela de Estrasburgo Toledo-Sonseca. Universidad Complutense de Madrid. Facultad de Geografía e Historia.

HERRERO MATIAS, M. (1988). Método de trabajo para la formación y el diseño de mapas geomorfológicos. Anales de Geografía de la Universidad Complutense, n 8, pp. 25-39.

HIDALGO, A. y SERRATOSA, J.M. (1955). Espectros de absorción infrarroja de minerales de la arcilla obtenidos mediante la técnica de comprimidos de BrK. Anal. de Edaf. y Agrob., n XIV, pp. 269-293.

HIGUERAS ARNAL, A. (1958). La cartografía de los suelos en España. Estudios Geográficos, n 70, pp. 143-147.

HOPFNER, H. (1954). La evolución de los bosques de Castilla La Vieja en tiempos históricos. Estudios Geográficos, n 56, pp. 415-430.

HOYOS DE CASTRO, A. (1947). Contribución al estudio de los suelos silíceos españoles. Anal. del Inst. Esp. de Edaf. Ecol. y Fisiol. Veg., n 6, pp. 309-323.

HOYOS DE CASTRO, A. et al. (1979). Desarrollo de un suelo de una raña. Actas de la III Reunión Nacional del Grupo Español de Trabajo del Cuaternario. C.S.I.C. Inst. de G<sup>a</sup> Aplicada. pp. 57-66.

HUERTAS, F. et al. (1971). Minerales fibrosos de la arcilla en cuencas sedimentarias españolas. I- Cuenca del Tajo. Bol. del Inst. Geol. y Min., n 82, pp. 534-542.

HUGUET DEL VILLAR, E. (1923). Introducción a la Fitogeografía Sinecológica de la Península Ibérica.

HUGUET DEL VILLAR, E. (1937). Los suelos de la Península Luso-Ibérica. Con mapa E 1:1.500.000.

IBAÑEZ MARCELLAN, M<sup>a</sup> J. (1976). El piedemonte Ibérico bajoaragonés. Estudio Geomorfológico. Inst. de Geografía Aplicada Patronato "Alonso de Herrera".

IBAÑEZ MARCELLAN, M<sup>a</sup> J. (1977). Tendencias actuales de la Geomorfología. Didáctica Geográfica, n 1. pp, 39-47.

IBAÑEZ, J.J. et al. (1987) Suelos con horizontes argílicos en el Macizo de Ayllón y Sierra de Alto Rey (Sistema Central): Pautas de distribución en el paisaje. Anal. de Edaf. Agrib., T. XLVI, (9-10), pp. 1103-1116.

IBAÑEZ, J.J. et al. (1988). Suelos con horizontes argílicos en el Macizo de Ayllón y Sierra de Alto Rey (Sistema Central) II Clasificación. Anal. Edaf. y Agrob., T. XLVII, (11-12), pp. 1571-1583.

IBAÑEZ MARTÍ, J.J., FERNÁNDEZ GONZÁLEZ, F. y GARCÍA ALVAREZ, A. (1989). Consideraciones acerca de las interrelaciones entre suelos, vegetación y paleoprocesos morfogénéticos en el Macizo de Ayllón y la Sierra de Alto Rey. (Sector Oriental del Sistema Central). Anal. de Edaf. y Agrob., TXLVIII, pp. 637-647.

INSTITUTO DE EDAFOLOGÍA Y BIOLOGÍA VEGETAL (1982). Mapa de Suelos de la provincia de Toledo. Escala 1:200.000. Memoria, 378 págs.

IGC. Instituto Geográfico y Catastral (1928). E 1:50.000. Hoja nº 161, León, 1ª ed. Madrid.

IGC. Instituto Geográfico y Catastral. (1942). E 1:50.000. Hoja nº 129, La Robla, 1ª ed. Madrid.

IGC. Instituto Geográfico y Catastral (1945). E 1:50.000. Hoja nº 656, Gálvez, 2ª ed. Madrid.

IGC. Instituto Geográfico y Catastral (1953). E 1:50.000. Hoja nº 485, Valdepeñas de la Sierra, 2ª ed. Madrid.

IGC. Instituto Geográfico y Catastral (1954). E 1:50.000. Hoja nº 862, Santa Elena, 3ª ed. Madrid.

IGC. Instituto Geográfico y Catastral (1955). E 1:50.000. Hoja nº 431, Sepúlveda, 2ª ed. Madrid.

IGC. Instituto Geográfico y Catastral (1956). E 1:50.000. Hoja nº 684, Navahermosa, 2ª ed. Madrid.

IGC. Instituto Geográfico y Catastral (1961). E 1:50.000. Hoja nº 404, Ayllón, 2ª ed. Madrid.

IGC. Instituto Geográfico y Catastral (1961). E 1:50.000. Hoja nº 432, Riaza, 2ª ed. Madrid.

IGC. Instituto Geográfico y Catastral (1963). E 1:50.000. Hoja nº 460, Hiendelaencina, 2ª ed. Madrid.

IGC. Instituto Geográfico y Catastral (1963). E 1:50.000. Hoja nº 510, Marchamalo, 2ª ed. Madrid.

IGN. Instituto Geográfico Nacional. (1978). Memoria del Conjunto provincial de Segovia. Escala 1:200.000, Madrid. 39 págs.

IGN. Instituto Geográfico Nacional (1988). E 1:50.000. Hojas nºs 629 y 657, Mapa Geomorfológico de Toledo-Sonseca y Memoria de 39 págs.

IGME. Mapa Geológico de España. (1928). E 1:50.000. Hoja nº 460 Hiendelaencina, Primera Serie, 1ª ed. Memoria 95 págs. Madrid.

IGME. Instituto Geológico de España (1932). E 1:50.000. Hoja nº 161, León, Primera Serie, 1ª ed. Memoria, 31 págs. Madrid.

IGME. Instituto Geológico y Minero de España (1936). Mapa Geológico de España. E 1:1.000.000. D. Luis de la Peña y Braña.

IGME. Mapa Geológico de España. (1962). E 1:50.000. Hoja nº 485, Valdepeñas de la Sierra, 1ª ed. Memoria 87 págs. Madrid.

IGME. Instituto Geológico y Minero de España (1963). Mapa Geológico de España. E 1:50.000. Hoja nº 129, La Robla, Primera Serie, 1ª ed. Memoria, 72 págs.

IGME. Instituto Geológico y Minero de España. (1970). Mapa Geológico de España. E 1:200.000. Hoja nº 19, León, 1ª ed. Memoria, 21 págs. Madrid.

IGME. Mapa Geológico de España. (1970). E 1:200.000. Hoja nº 30, Aranda de Duero, 1ª ed. Memoria, 18 págs. Madrid.

IGME. Mapa Geológico de España. (1971). E 1:200.000. Hoja nº 38, Segovia, 1ª ed. Memoria, 19 págs. Madrid.

IGME. Mapa Geológico de España. (1973). E. 1:50.000. Hoja nº 510, Marchamalo, 1ª ed. Memoria, 42 págs. Madrid.

IGME. Instituto Geológico y Minero de España (1980). Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares. E 1:1.000.000. Servicio de Publicaciones. Ministerio de Industria y Energía. Consta de 1 mapa y Memoria de 113 pág.

IGME. Instituto Geológico y Minero de España (1981). Mapa Geológico de España. E 1:200.000. Hoja nº 10, Mieres, 2ª ed. Memoria, 54 págs. Madrid.

IGME. Mapa Geológico de España. (1981). E 1:50.000. Hoja nº 460, Hiendelaencina, Segunda Serie, 1ª ed. Memoria, 47 págs. Madrid.

IGME. Mapa Geológico de España. (1984). E 1:50.000. Hoja nº 129, La Robla, Segunda Serie, 1ª ed. Memoria 98 págs. Madrid.

IGME. Instituto Geológico y Minera de España (1989). Escala 1:1.000.000. Mapa del Cuaternario de España. Memoria, 279 págs.

IMPERATORI, L. (1955). Documentos para el estudio del Cuaternario madrileño. Fenómenos de crioturbación en la terraza superior del Manzanares. Estudios Geológicos, T. XI, pp. 139-143.

IZCO, J. de (1984). Madrid verde. Instituto de Estudios Agrarios, Pesqueros y Alimentarios. 517 págs.

JIMÉNEZ BALLESTA, R. et al. (1988). Fraccionamiento y distribución de óxidos de hierro en superficies de tipo raña y altas terrazas al Sur del Macizo de Ayllón y Somosierra (Sistema Central). Anal. de Edaf. y Agrob., T. XLVII (9-10), pp. 1363-1378. Madrid.

JIMÉNEZ BALLESTA, R. et al. (1989). Composición geoquímica de unas ferricretas en el entorno de un monte isla de Ciudad Real. Anal. de Edaf. y Agrob. n°s 5-12, pp. 649-663.

JIMÉNEZ FUENTES, E. (1974). Iniciación al estudio de la climatología del Paleógeno de la Cuenca del Duero y su posible relación con el resto de la Península Ibérica. Boletín Geológico y Minero. T. LXXXV-V, pp. 518-524.

JOVER Y FERNÁNDEZ DE BOBADILLA, D. (1976). Notas sobre el clima de Toledo. Servicio Met. Nal. Madrid. A-62. 93 págs.

KAISER, U. (1927). Über fanglomerate, besonders im Ebrobecken. Sitzungsberichte der mathematisch - naturwissen - schaftlichen Abteilung der Bayerischen Akademie der Wissenschaft zu München, págs. 17-28. Munich.

KILMER, V.J. y ALEXANDER, L.T. (1949). Methods of making mechanical analysis of soils. Soil Sci. 68, pp. 15-24.

KRINSLEY, D.H y DONAHUE, J. (1968). Environmental Interpretation of Sand grain surface textures by Electron Microscopy. Geol. Soc. Amer. Bull., V-79, pp. 743-748.

KRINSLEY, D.H. y DOORNKAMP, J.C. (1973). Atlas of quartz sand surface texture. Cambridge University Press. London, England, 91 p.

KUBIENA, W. (1952). Claves sistemáticas de suelos. Inst. de Edaf. y Fisiol. Veg., 388 págs.

KUBIENA, W. (1956). Mapa de suelos de España. Inst. de Edaf. y Agrob.

LAFOND, R. (1965). Précisions sur des minéraux argileux du Quaternaire de la Guyane Française. Sol. Geol. France Bull., 7, pp. 665-667.

LATOUCHE, C. (1968). Etude des minéraux argileux de quelques sols nord-Aquitains. Bulletin de L'Institut de Geologie du Bassin d'Aquitaine, pp. 17-50.

LAZARO OCHAITA, I. (1977). Estudio geomorfológico de la cuenca del río Guadalix (Evolución Neogeno-Cuaternario). Estudios Geológicos. n XXXIII, pp. 101-117.

LAZARO OCHAITA, I. y ASENSIO AMOR, I. (1977). Estudio geomorfológico de la zona Valdemorillo-Villa del Prado (Sistema Central Español). Estudios Geológicos, n XXXIII, pp. 409-417.

LAZARO OCHAITA, I. y ASENSIO AMOR, I. (1978). La raña, glacis encajados y terrazas al NE de Madrid (Estudio geomorfológico). Estudios Geológicos. V 34. pp. 45-51.

LAZARO OCHAITA, I. y ASENSIO AMOR, I. (1980). Síntesis geomorfológica del borde meridional de la sierra de Guadarrama. Bol. de la Real Soc. Esp. de Hist. Nat. (Geol.) T. 78, nºs 1-2, pp. 113-131.

LEGIGAN, PH. y LE RIBAUT, L. (1974). Evolution des quartz dans un podzol humo-ferrugineux développé sur le Sable des Landes. C.R. Acad. Sc., París, 279-D, pp. 799-802.

LE RIBAUT, L. (1971). Présence d'une pellicule de silice amorphe à la surface de cristaux de quartz des formations sableuses. C.R. Acad. Sc., París, 272, pp.1933-1936.

LE RIBAUT, L. (1975). L'exoscopie. Methode et applications. Notes et Memoires, 12. Ed. Total. Compagnie Francaise des Petroles, París, 230 pp.

LE RIBAUT, L. (1977). L'exoscopie des quartz. Ed. Masson, París, 150 pp.

LE RIBAUT, L. (1980). Exoscopie des quartz, fiches signalétiques et interpretation des principaux caractères phenomorphiques. These 3 eme. cycle. Univ. de Pris-sud (centre D'Orsay). 103 pp.

LINARES GIRELA, L. y RODRÍGUEZ-ESTRELLA, T. (1973). Observaciones sobre la Geología del sector Alcaraz-Robledo (Zona Prebética, prov. de Albacete). Boletín Geológico y Minero, T. LXXXIV-VI, pp. 419-425.

LÓPEZ AGUAYO, F. y CABALLERO, M.A. (1973). Los minerales de la arcilla y su contribución a la diferenciación de facies sedimentarias. Estudios Geológicos, 29, pp. 131-143.

LÓPEZ AGUAYO, F., GALÁN HUERTOS, E. y MARTÍN VIVALDI, J.L. (1971). Sobre la mineralogía y génesis de dos yacimientos de caolín en la provincia de Valencia. Estudios Geológicos, V XXVII, pp. 145-152.

LÓPEZ BERMUDEZ, F. (1981). Geomorfología de las costras calizas. Estudios Geográficos, n 162, pp. 89-103.

LÓPEZ BERMUDEZ, F. y TORCAL SAINZ, L. (1986). Procesos de erosión en túnel (piping) en cuencas sedimentarias de Murcia (España). Estudio preliminar mediante difracción de Rayos X y microscopio electrónico. Papeles de Geografía Física. Dpto. de Geografía Física. Universidad de Murcia, n 11, pp. 7-20.

LÓPEZ GÓMEZ, A. (1946). El meandro encajado del Tajo en Toledo. Estudios Geográficos, n 24, pp. 546-552.

LÓPEZ GÓMEZ, A. (1969). El distrito minero de Hiendelaencina (Guadalajara). Cuadernos de Geografía de Valencia, n 6, pp. 211-250.

- LÓPEZ RUÍZ, J., APARICIO YAGÜE, A. y GARCÍA CACHO, L. (1975). El metamorfismo de la Sierra de Guadarrama. Sistema Central Español. Mem. del Inst. Geol. y Min. de España. T. 86, pp. 7-127.
- LÓPEZ VERA, F. y PEDRAZA GILSANZ, J. (1976). Síntesis geomorfológica de la Cuenca del río Jarama en los alrededores de Madrid. Estudios Geológicos, V. 32, pp. 499-508.
- LÓPEZ VERGARA, L. (1971). Manual de Fotogeología. Madrid. Junta de Energía Nuclear, XVI + 286 pág., con 1 vol. de láms.
- LOTZE, F. (1960). El Precámbrico en España. Not. y Comunicaciones del Inst. Geol. y Min. de España, n 60, pp. 227-239.
- LOTZE, F. (1961). Sobre la estratigrafía del Cámbrico español. Not. y Comunicaciones del Inst. Geol. y Min. de España, n 61, pp. 131-164.
- LUCAS, J. (1962). La transformation des minéraux dans la sédimentation. Etudes sur les argiles du Trias. Memories du Service. Carte Geol. Als. y Lr., V. 23.
- LUJÁN, F. (1850). Estudio y observaciones geológicas relativas a los terrenos que corresponden a parte de la provincia de Badajoz, y las de Sevilla, Toledo y Ciudad Real. Mem. de la Acad. de Cienc. Exact. Fis. y Nat. T. I, pp. 1-34.
- LUSTIG, L.K. (1965). Clastic Sedimentation in Deep Springs Valley. California. Geol. Survey Prof. Pap., 352-F, 192 pp.
- MABESOONE, J.M. (1961). La sedimentación terciaria y cuaternaria de una parte de la cuenca del Duero (prov. de Palencia). Estudios Geológicos, v 17, n 2, pp. 101-130.
- MACIAS, F. y GUITIÁN, F. (1980). La presencia de gibbsita en suelos de climas templados: Una revisión de los conocimientos actuales. Anal. de Edaf. y Agrob., T. XXXIX, n°s 1-2, pp. 301-341.
- MACIAS VÁZQUEZ, F. (1980). Características micromorfológicas de podsoles y suelos podsólicos de la zona húmeda española. Anal. de Edaf. y Agrob., T. XXXIX, n°s 5-6, pp. 879-898.
- MACIAS VÁZQUEZ, F. et al (1988). Micromorfología y génesis de podsoles y suelos podsólicos. Anal. de Edaf. y Agrob., T. XLVII, n°s 1-2, pp. 431-464.
- MACPHERSON, J. (1879). Breve noticia acerca de la especial estructura de la Península Ibérica. Anal. de la Real Soc. Esp. de Hist. Nat., T. VIII, pp. 5-26.
- MACPHERSON, J. (1880). Predominio de la estructura uniclinal en la Península Ibérica. Anales de la Sociedad Española de Hist. Natural, T. IX. Cuaderno 3, pp. 465-494.



MACPHERSON, J. (1901). Ensayo de historia evolutiva de la Península Ibérica. Anal. de la Soc. Esp. de Hist. Nat., T. XXX, pp. 123-165.

MALLADA, L. (1884). Reconocimiento geológico de la provincia de Jaén. Bol. de la Com. del Mapa Geol. de España, T. XI, pp.

MALLADA, L. (1895). Explicación del Mapa Geológico de España. Memorias de la Comisión del Mapa Geológico de España, T. I.

MALLADA, L. (1911). Explicación del Mapa Geológico de España. Memorias del Inst. Geológico de España. T. VII y último.

MALLADA, L. y DUPUY DE LOME, E. (1912). Reseña geológica de la provincia de Toledo. Bol. del Inst. Geol. y Min. de España, T. XXXIII, pp. 9-101.

MARFIL, R., ALONSO, J.J. y GARCÍA, M<sup>a</sup> C. (1971). Estudio del material cementante del Trias inferior de la Cordillera Ibérica. Estudios Geológicos, v XXVII, pp. 427-439.

MARTÍN AGUADO, M. (1963). Consideraciones sobre las terrazas del Tajo en Toledo. Notas y Comunicaciones del Inst. Geol. y Minero de España, n 71, pp. 163-178.

MARTÍN ESCORZA, C. (1974). Sobre la existencia de materiales paleógenos en los depósitos terciarios de la Fosa del Tajo en los alrededores de Talavera de la Reina-Escalona (prov. de Toledo). Bol. de la Real Soc. Esp. de Hist. Nat., (Geol.), pp. 141-160.

MARTÍN ESCORZA, C. (1977). Aplicación de las imágenes Landsat al estudio de las relaciones entre la raña y la tectónica pliocena en la Meseta Central Española. Tecniterrae, n 20, pp. 1-15.

MARTÍN ESCORZA, C. (1979). Revisión del tipo de deformación supuesto para una fase neotectónica en la zona oriental del Sistema Central. Trabajos Neogeno-Cuaternario, n 9, pp. 17-19.

MARTÍN ESCORZA, C. (1980). Las grandes estructuras neotectónicas de la cuenca cenozoica de Madrid. Estudios Geológicos, n 36, pp. 247-253.

MARTÍN ESCORZA, C. et al (1973). Contribución al conocimiento geológico del Terciario aflorante al N de Toledo. Bol. de la Real Soc. Esp. de Hist. Nat., T. 71, pp. 167-182.

MARTÍN ESCORZA, C. y HERNÁNDEZ ENRILE, J.L. (1972). Contribución al conocimiento de la geología del Terciario continental de la Fosa del Tajo. Bol. de la Real Soc. Esp. de Hist. Nat., (Geol.) T. 70, pp. 171-190.

MARTÍN ESCORZA, C. y LÓPEZ MARTÍNEZ, J. (1978). Análisis mesoestructural en la unidad migmatítica de Toledo. Estudios Geológicos, T. 34, pp. 33-43.

MARTÍN POZAS, J.M., RODRÍGUEZ GALLEGO, M. y MARTÍN VIVALDI, J.L. (1969). Análisis cuantitativo de filosilicatos de la arcilla por difracción de rayos X. Parte IV, An. R. Soc. Esp. Fis. Quím., 55, pp. 109-112.

MARTÍN POZAS, J., RODRÍGUEZ GALLEGO, M. y MARTÍN VIVALDI, J.L. (1969). Análisis cuantitativo de minerales de la arcilla por difracción de rayos X. Anal. de la Real Soc. Esp. de Fis. y Quím., T. 65, 1, pp. 19-23.

MARTÍN POZAS, J.M. et al. (1983). El yacimiento de sepiolita-palygorskita de Sacramenia, Segovia. Bol. Inst. Geol. Min., 94-II, pp. 113-120.

MARTÍN-SERRANO GARCÍA, A. (1988). Sobre la posición de la raña en el contexto morfodinámico de la Meseta. Planteamientos antiguos y tendencias actuales. Bol. Geológico y Minero, T. XCIX-VI, pp. 855-870.

MARTÍN-SERRANO GARCÍA, A. (1988). Sobre la transición Neogeno-Cuaternario en la Meseta. El papel morfodinámico de la raña. II Congreso Geológico de España. Comunicaciones 1, pp. 395-398.

MARTÍN-SERRANO GARCÍA, A. (1991). La definición y el encajamiento de la red fluvial actual sobre el macizo hespérico en el marco de su geodinámica alpina. Rev. Soc. Geol. España, 4 (3-4), pp. 337-351.

MARTÍN VIVALDI, J.L., SÁNCHEZ CAMAZANO, M. y LUCENA CONDE, F. (1961). Los minerales de la arcilla en suelos de la provincia de Salamanca. Anal. de Edaf. y Agrob., T. XX, n 2, pp. 71-98.

MARTÍN VIVALDI, J.L. et al. (1971). Estudio mineralógico de los niveles arcillosos del polje de Zafarraya, Granada (España). Estudios Geológicos, V. XXVII, pp. 137-144.

MARTÍNEZ ALVAREZ, J.A. (1973). Consideraciones sobre el aspecto representativo de los "Cortes o perfiles geológicos". Bol. Geol. y Minero, T. LXXXIV, IV, pp. 228-230.

MARTÍNEZ VEGA, J. (1989). Aplicación de la teledetección a la cartografía del medio ambiente: transformaciones del paisaje agrario. Tesis doctoral. Universidad Complutense. 336 págs.

MEDINA FERNÁNDEZ, A. (1977). Evolución de los suelos en el Valle del Henares. Universidad Complutense de Madrid. Facultad de Farmacia. Madrid, 277 págs.

MENDENHALL, W.P., SCHEAFFER, R.L. y WAKERLI, D.D. (1986). Estadística Matemática con aplicaciones. Ed. Grupo Editorial Iberoamericana.

MENSCHING, H. (1958). Glacis-Fussfläche-Pediment. Ein Diskussionsbeitrag zu ihrer Stellung innerhalb der Geomorphologie der Klimazonen auf Grund von Beobachtun-

gen in Spanien und Nordafrike und der neueren Literatur, Z. F. Geomorphologie, N.F., 2 pág. 165-185. Berlín.

MENSUA, S. (1964). Sobre la génesis de los glaciares del valle del Ebro y su posterior evolución morfológica. Aportación Española al XX Congreso Internacional de Geografía. pp. 191-195.

MENSUA, S. e IBAÑEZ, M<sup>a</sup> J. (1977). Sector central de la depresión del Ebro. Mapa de terrazas fluviales y glaciares. Departamento de Geografía. Universidad de Zaragoza.

MIDDLETON, G.V. (1976). Hydraulic interpretation of sand size distribution. J. Geol., 84, pp. 405-426.

MILLOT, G. (1964). Geologie des Argiles. Masson et Cie. Edit. París.

MINGARRO MARTÍN, F. (1958). Estudio fisiográfico y geomorfológico del valle del Guadiana entre Luciana y Puebla de Don Rodrigo (Ciudad Real). Bol. de la Real Soc. Esp. de Hist. Nat., T. LVI, n 1, pp. 169-184.

MINGARRO MARTÍN, F. (1959). Significado genético del Guadiana entre Cijara y Alarcos. Estudios Geológicos, T. XV, pp. 283-291.

MINGARRO MARTÍN, F. y LÓPEZ AZCONA, M.C. (1972). Granulometrias: métodos y estudio comparativo. Estudios Geológicos, v XXVIII, pp. 277-286.

MINISTERIO DE AGRICULTURA, PESCA Y ALIMENTACIÓN (1983). Mapa de Cultivos y Aprovechamientos de la Provincia de Ciudad Real. Escala 1:200.000. Memoria, 90 págs. Madrid.

MINISTERIO DE AGRICULTURA, PESCA Y ALIMENTACIÓN (1983). Mapa de Cultivos y Aprovechamientos de la Provincia de Toledo. Escala 1:200.000. Memoria, 104 págs. Madrid.

MINISTERIO DE AGRICULTURA, PESCA Y ALIMENTACIÓN (1984). Mapa de Cultivos y Aprovechamientos de la Provincia de Segovia. Escala 1:200.000. Memoria, 110 págs. Madrid.

MINISTERIO DE AGRICULTURA, PESCA Y ALIMENTACIÓN (1984). Mapa de Cultivos y Aprovechamientos de la Provincia de León. Escala 1:200.000. Memoria, 162 págs. Madrid.

MINISTERIO DE AGRICULTURA, PESCA Y ALIMENTACIÓN (1986). Mapa de Cultivos y Aprovechamientos de la provincia de Jaén. Escala 1:200.000. Memoria, 111 págs. Madrid.

MINISTERIO DE AGRICULTURA, PESCA Y ALIMENTACIÓN (1986). Mapa de Cultivos y Aprovechamientos de la provincia de Guadalajara. Escala 1:200.000. Memoria, 164 págs. Madrid.

MINISTERIO DE AGRICULTURA, PESCA Y ALIMENTACIÓN (1980). Caracterización agroclimática de la provincia de León, 170 págs. Madrid.

MINISTERIO DE AGRICULTURA, PESCA Y ALIMENTACIÓN (1981). Caracterización agroclimática de la provincia de Guadalajara, 131, págs. Madrid.

MINISTERIO DE AGRICULTURA, PESCA Y ALIMENTACIÓN (1987). Caracterización agroclimática de la provincia de Segovia, 173 págs. Madrid.

MINISTERIO DE AGRICULTURA, PESCA Y ALIMENTACIÓN (1988). Caracterización agroclimática de la provincia de Ciudad Real, 183 págs. Madrid.

MINISTERIO DE AGRICULTURA, PESCA Y ALIMENTACIÓN (1988). Caracterización agroclimática de la provincia de Toledo, 165 págs. Madrid.

MINISTERIO DE AGRICULTURA, PESCA Y ALIMENTACIÓN (1989). Caracterización agroclimática de la provincia de Jaén, 211 págs. Madrid.

MOLINA BALLESTEROS, E. (1975). Estudio del Terciario Superior y del Cuaternario del Campo de Calatrava (Ciudad Real). Trab. S. Neogeno-Cuaternario, Madrid, 3, 106 pp.

MOLINA BALLESTEROS, E. (1977). Estudio micromorfológico de las alteraciones que afectan a las calizas de facies páramo en antiguos perfiles pliocenos. *Acta Geológica Hispana*, T XII, pp. 38-41.

MOLINA BALLESTEROS, E. (1980). Alteración relictas y morfogénesis del Macizo Cristalino de Toledo. Studia Geológica Salmanticensia, 16, pp.15-25. Salamanca.

MOLINA BALLESTEROS, E. (1991). Geomorfología y geoquímica del paisaje. Dos ejemplos en el interior de la Meseta Ibérica. Universidad de Salamanca, 156 págs.

MOLINA BALLESTEROS, E. y ARMENTEROS, I. (1986). Los arrasamientos plioceno y plio-pleistoceno en el sector suroriental de la cuenca del Duero. Stydia Geológica Salmanticensia, XXII, pp. 293-307.

MOLINA BALLESTEROS, E., GARCÍA GONZÁLEZ, M.T. y ESPEJO SERRANO, R. (1991). Study of paleoweathering on the spanish hercynian basement Montes de Toledo. Central Spain. Catena , 18, pp. 345-354.

MOLINA BALLESTEROS, E., PÉREZ GONZÁLEZ, A. y AGUIRRE, E. (1972). Observaciones geológicas del Campo de Calatrava. Estudios Geológicos, v XXVIII, pp. 3-11.

MOLINA, E. y ALEIXANDRE, T. (1978). Estudio de las acumulaciones de carbonatos y procesos de alteración desarrollados bajo la superficie Pliocena en la Cuenca del Tajo. International Working Meeting on Soil Micromorpho Granada. Micromorfología de suelos, pp. 501-521.

MOLINA BALLESTEROS, E. y REDONDO, E. (1979). Problemas geomorfológicos en la meseta norte y sur alrededor del límite Neogeno-Cuaternario. Trabajos Neogeno-Cuaternario, n 9, pp. 21-22.

MONTOTO, L. y PICÓN, J.L. (1978). Tratamiento de la información. Revista Las Ciencias, pp. 87-91.

MONTURIOL RODRÍGUEZ, F. (1978). La teledetección en Geología y edafología. Revista Las Ciencias, pp. 92-96.

MONTURIOL RODRÍGUEZ, F. (1984). Estudio agrobiológico de la provincia de Toledo. Inst. de Edaf. y Biología Vegetal. Inst. Provincial de Invest. y Estudios Toledanos. 378 págs.

MONTURIOL RODRÍGUEZ, F. y L. ALCALÁ DEL OLMO, B. (1982). Empleo del coeficiente de correlación para la selección de características en taxonomía numérica de suelos. Anal. de Edaf. y Agrob., T. XLI, n°s 7-8, pp. 1177-1193.

MONTURIOL RODRÍGUEZ, F. y GUERRA, A. (1975). Los modernos sistemas de clasificación de suelos y su aplicación en España. Anal. del Inst. Bot. A.J. Cavanilles, T. 39-III, España XXII, pp. 1375-1384.

MONTURIOL RODRÍGUEZ, F., GALLARDO, J. y ALEIXANDRE, T. (1970). Los paleosuelos rojos en las formaciones cuaternarias del Campo de Calatrava (Ciudad Real). Anal. de Edaf. y Agrob., T. XXIX, n°s 7-8, pp.549-573.

MONTURIOL, F. et al. (1988). Evolución edafocronológica de los suelos de la raña de Fuentelahiguera (Guadalajara). II Congreso Nacional de la Ciencia del Suelo. Sociedad Española de la Ciencia del suelo. pp. 336-341.

MORCILLO, J. y MADROÑERO, R. (1986). Aplicaciones prácticas de la espectroscopía infrarroja. Ed. Monografías de la Facultad de Ciencias. Universidad Complutense.

MULDERS, M.A., SLURINK, J. y BOIXADERA, J. (1988). Suelos, geología y geomorfología en zonas erosionadas de la cuenca del Valdeamargos, depresión de Calatayud. Anal. de Edaf. y Agrob., T. XLVII, n°s 7-8, pp. 1055-1074.

MUÑOZ JIMÉNEZ, J. (1971). Nuevas aportaciones sobre el supuesto Precámbrico de Toledo. Estudios Geográficos, n 124, pp. 575-580.

MUÑOZ JIMÉNEZ, J. (1971). Nuevas aportaciones sobre la estructura geológica del SO de la Meseta. Estudios Geográficos, n 125, pp. 753-757.

MUÑOZ JIMÉNEZ, J. (1971). El nuevo mapa de síntesis geológica a E 1:200.000: un nuevo enfoque de la cartografía geológica española. Estudios Geográficos, n 123, pp. 376-382.

MUÑOZ JIMÉNEZ, J. (1976). "Los Montes de Toledo". Dpto. de Geografía de la Universidad de Oviedo e Instituto Juan Sebastián Elcano, C.S.I.C., Oviedo, 500 págs.

MUÑOZ JIMÉNEZ, J. (1986). Atlas de Geomorfología. Alianza Editorial, pp. 93-109.

MUNOZ JIMÉNEZ, J. y ASENSIO AMOR, I. (1975). Los depósitos de raña en el borde noroccidental de los Montes de Toledo. Estudios Geográficos, n 140-141, pp. 779-806.

MUÑOZ MUÑOZ, J., ARCHILLA ALDEANUEVA, R. y REY ARNAIZ, J.M<sup>a</sup>. (1986). El clima de la provincia de Guadalajara. IEGA-C.S.I.C., 2.

NUÑEZ DE LAS CUEVAS, R. et al. (1983). Mapa de usos del suelo de la región central. Geographica, v 25, pp. 61-87.

NUÑEZ DE LAS CUEVAS, R. y LÓPEZ VIZOSO, J.M<sup>a</sup>. El papel de la cartografía temática elaborada a partir de imágenes espaciales en la planificación del territorio. pp. 1-13.

OBERMAIER, H. y CARANDELL, J. (1915). Datos para la climatología cuaternaria en España. Bol. de la Real Soc. Esp. de Hist. Nat., T XV, pp. 402-411.

ÖEHME, R. (1935): Die Rañas Eine Spanische Schuttlands chats Hitschiff. Zeits für Geomorphologie, Bol. IX, H. I, pp. 25-42.

ÖEHME, R. (1942). Beitrage zur Morphologie des mittleren Extremadura (Spanien). Sonderabdruck ans den Berichten der Natur forschung Gesells-chaft zu Freiburg i. Br. Band 38, 28-108, Freiburg.

ORDOÑEZ, S. y GARCÍA DEL CURA, A. (1976). Estudio de las facies detríticas del Terciario continental del sector oriental de la cuenca del Duero. Estudios Geológicos, n 32, pp. 179-188.

ORDOÑEZ, S., LÓPEZ AGUAYO, F. y GARCÍA DEL CURA, A. (1976). Estudio geológico de la "facies rojas" plio-cuaternarias del borde SE de la Cuenca del Duero (provincia de Segovia). Estudios Geológicos, n 32, pp. 215-220.

ORDOÑEZ, S. et al. (1977). Contribución al conocimiento mineralógico del borde SW de la cuenca del Tajo (Toledo-San Martín de Pusa). Estudios Geológicos, n 33, pp. 467-472.

ORTEGA, M. (1979). Mineralogía de la Block Formation. Depresión de Granada. Tesis Doctoral. Universidad de Granada, 497 págs.

OYONARTE GUTIÉRREZ, C. et al. (1989). Edafoclimas del sector occidental de Sierra de Gador (Almería). Cuadernos de Geografía de la Universidad de Granada, n°s 16-17, pp. 135-169.

PALOMAR GARCÍA-VILLAMIL, M.L. et al. (1988). Dinámica del Fe y Al en rañas bajas y terrazas en la provincia de Guadalajara. Anal. de Edaf. y Agrob., T XLVII, n°s 11-12, pp. 1541-1552.

PALOMAR GARCÍA-VILLAMIL, M.L. et al. (1989). Contribución al estudio de suelos de alta montaña (prov. de Teruel) II. Estudio químico y mineralógico. Génesis. Anal. de Edaf. y Agrob. T 48, n°s 3-4, pp. 273-289.

PALOMARES, M., TORTOSA, A. ARRIBAS, J. (1990). Caracterización clastométrica de los depósitos detríticos de cabecera de arroyos en el Sistema Central: influencia de la litología del área fuente. Bol. de la Real Soc. Esp. de Hist. Nat. (Sec. Geol). 85 (1-4), pp. 5-21.

PAN, I. del. (1923). Impresiones geológicas de una excursión al Puerto del Milagro (Montes de Toledo). Bol. de la Real Soc. Esp. de Hist. Nat., n 23, pp. 260-265.

PANEQUE, G. y CLEMENTE, L. (1974). Propiedades, génesis y clasificación de suelos de terrazas del valle del Guadalquivir II. Anal. de Edaf. y Agrob., T. XXXIII, n°s 3-4, pp. 215-223 y 225-240.

PARDO, E. et al. (1993). Variabilidad morfológica de suelos en el pie de monte de la raña de la vertiente norte de los Montes de Toledo. Monografía, 2, La raña en España y Portugal. Centro de Ciencias Medioambientales. C.S.I.C., pp. 149-157. Madrid.

PARGA, J.R. (1970). Evolución del Macizo Hespérico en los tiempos ante-mesozoicos y sus relaciones con otras áreas europeas. Bol. Geol. y Min., T LXXXI- II- III, pp. 115-143.

PARGA, J.R. (1971). Sobre el límite inferior del Cámbrico y la existencia de Eocámbrico en el Macizo Hespérico. Bol. Geol. y Min., T. LXXXII-III-IV, pp. 234-338.

PASTOR GÓMEZ, V. (1974). El Precámbrico del Occidente Andaluz. Bol. Geol. y Min., T LXXXV-I, pp. 1-3.

PEDRAZA GILZANG, J. de (1973). Estudio geomorfológico del extremo oriental de la cadena de San Vicente-Peña de Cenicientos. Bol. Geol. y Min., T 85, n 1 pp. 1-14.

PEDRAZA GILZANG, J. de (1981). El borde de la zona de transición entre las Sierras de Gredos y Guadarrama (Sistema Central Ibérico); evolución morfotectónica reciente. Cuadernos de Geología Ibérica, 7, pp. 667-682.

PEDRAZA GILSANZ, J. y GARZÓN HEYDET, M.G. (1978). Bases geológicas y geomorfológicas para la sistematización de los análisis del medio físico. Boletín Informativo del Medio Ambiente, n 8. C.I.M.A. pp. 51-70. Madrid.

PEINADO LORCA, A. y MARTÍNEZ PARRAS, J. M<sup>a</sup>. (1985). El paisaje vegetal de Castilla-La Mancha. Junta de Comunidades de Castilla-La Mancha. Toledo 230 págs.

PEÑA, A. de la (1876). Reseña geológica de la Provincia de Toledo. Bol. de la Com. del Mapa Geológico de España, T 3, pp. 329-331.

PEÑA MONNE, J.L. (1991). El relieve. Colección Geografía de España. Editorial Síntesis, 166 págs. Madrid.

PÉREZ GONZÁLEZ, A. (1971). Estudio de los procesos de hundimiento en el valle del río Jarama y sus terrazas (nota preliminar). Estudios Geológicos, n 27, pp. 317-324.

PÉREZ GONZÁLEZ, A. (1979). El límite plioceno-pleistoceno en la submeseta meridional en base a los datos geomorfológicos y estratigráficos. Trabajos Neogeno-Cuaternario, n 9, pp. 51-64.

PÉREZ GONZÁLEZ, A. y ASENSIO AMOR, I. (1973). "Rasgos sedimentológicos del sistema de terrazas del río Henares en la zona de Alcalá-Azuqueca". Bol. Geol. y Minero, T LXXXIV, pp. 15-22.

PÉREZ GONZÁLEZ, A. y GALLARDO, J. (1987). La raña al S de la Somosierra y Sierra de Ayllón: un piedemonte escalonado del Villafranquiense medio. Geogaceta, 2 , pp. 29-32.

PÉREZ MATEOS, J. (1948). Estudio mineralógico de las arenas. Anal. Inst. Edaf. y Fis. Veg., T. VII, V. III, pp. 643-652.

PÉREZ MATEOS, J. (1954). Estudio mineralógico de los materiales sedimentarios del Terciario continental, en la llanura del Guadiana. Bol. de la Real Soc. Esp. de Hist. Nat., T. extraordinario Homenaje Eduardo Hernández Pacheco, pp. 525-535.

PÉREZ MATEOS, J. (1965). Análisis mineralógico de arenas (métodos de Estudio). Manuales de Ciencia Actual, n 1 C.S.I.C.

PÉREZ MATEOS, J. y BENAYAS CASARES, J. (1963). Contribución al estudio de la mineralogía de las terrazas del Manzanares, Jarama y Henares. Anales de Edaf. y Agrob., T XXII, n<sup>o</sup>s 9-10, pp. 453-463.

PÉREZ MATEOS, J., MONTURIOL, F. y BENAYAS, J. (1970). Estudio morfológico y microscópico de los planosuelos sobre la raña de Guadalajara. Trabajo presentado en la V Reunión del Grupo Español de Sedimentología. Pamplona.



- PÉREZ MATEOS, J. y VAUDOUR, J. (1972). Estudio mineralógico y geomorfológico de las regiones arenosas al sur de Madrid. Estudios Geológicos, v XXVIII, pp. 201-208.
- PÉREZ REGODON, J. (1970). Guía geológica, hidrogeológica y minera de la provincia de Madrid. Memoria del Inst. Geológico y Minero de España, T 76, 183 págs. + un mapa.
- PINILLA, A. y ALEIXANDRE, T. (1988). Estudio comparativo de la alteración mineral de suelos desarrollados sobre raña y terraza (Prov. de Guadalajara). II Congreso Nacional de la Ciencia del suelo. Sociedad Española de la Ciencia del suelo, pp. 523-528.
- PINILLA, A., ALEIXANDRE, T. y GARCÍA GONZÁLEZ, M.T. (1981). Procesos de alteración en suelos rubeficados. Anal de Edaf. y Agrob., T XL, nºs 1-2, pp. 151-163.
- PLANCHUELO PORTALES, G. (1944). El alto Guadiana y la zona oriental de la altiplanicie del campo de Montiel. Bol. de la Real Soc. Esp. de Hist. Nat., T XLII, nºs 9-10, pp. 593-612.
- PLANCHUELO PORTALES, G. (1948). Síntesis del Plioceno en La Mancha. Revista Las Ciencias, año XIII, n 4, pp. 808-816.
- PLANCHUELO PORTALES, G. (1950). La comarca de la Jara toledana. Revista Las Ciencias, año XV, n 4, pp. 817-832.
- PLANS Y SANZ DE BREMOND, P. (1968). La Geomorfología climática. Revista Las Ciencias, T XXXIII, n 4, pp. 235-246.
- PLANS Y SANZ DE BREMOND, P. (1970). La Tierra de Campos. Inst. de Geografía Aplicada. C.S.I.C., 289 págs.
- PORTERO, J.M., ALIA, M. y MARTÍN ESCORZA, C. (1973). Evolución geotectónica de la región de Ocaña (Toledo), durante el Neogeno y Cuaternario. Bol. de la Real Soc. Esp. de Hist. Nat., T 71, pp. 9-20.
- PRADO, C. del (1864). Descripción física y geológica de la provincia de Madrid. Junta general de Estadística. Imprenta Nacional, 219 págs.
- QUESADA GARCÍA, A. (1960). Falla de desgarre en el SW de la península ibérica. Notas y Com. del Inst. Geol. y Min. de España, n 58, pp. 163-182.
- QUIRANTES PUERTAS, J. (1987). Erosión eólica. Valoración experimental. Papeles de Geografía (Física), n 12, pp. 11-18.
- QUIRÓS LINARES, F. (1963). El Precámbrico en España. Estudios Geográficos, n 90, pp. 112-113.

RAMÍREZ Y RAMÍREZ, E. (1952). Una excursión geológica a las minas del Valle de la Serena (Badajoz). Bol. de la Real Soc. Esp. de Hist. Nat., T L, n 2, pp. 45-51.

RAMÍREZ Y RAMÍREZ, E. (1952). Nota preliminar para el estudio de las rañas. Anal. de Edaf. y Fisiol. Veg., T XI, n 4, pp. 389-403.

RAMÍREZ Y RAMÍREZ, E. (1952). El macizo orográfico de las Villuercas. Nota preliminar para su estudio morfológico, estratigráfico, tectónico y mineralógico. Bol. de la Real Soc. Esp. de Hist. Nat., T L, n 2, 281-297.

RAMÍREZ Y RAMÍREZ, E. (1953). El batolito granítico de Plasenzuela (Cáceres). Bol. de la Real Soc. Esp. de Hist. Nat., T LI, pp. 35-57.

RAMÍREZ Y RAMÍREZ, E. (1953). Las arcillas esmecticas del Silúrico extremeño. Revista Las Ciencias, año XIX, n 4, pp. 938-952.

RAMÍREZ Y RAMÍREZ, E. (1955). El sinclinal del Guadarranque (Cáceres). Estudios Geológicos, T XI, n°s 27-28, pp. 409-438.

RAMOS, A. y SOPEÑA, A. (1976). Estratigrafía del Pérmico y Triásico en el sector Tamajón-Palmaces de Jadraque (Guadalajara). Estudios Geológicos, V 32, pp. 61-76.

RAUSELL COLOM, J.A. y SALVADOR SALVADOR, P. (1970). Fisicoquímica de interacción de vermiculita con aminoácidos. Boletín Geológico y Minero, T LXXXI-V, pp. 498-531.

RECIO, P. y GARCÍA GONZÁLEZ, M.T. (1985). Alfisoles de los Montes de Toledo III. Perfil Ultic Palexeralf. Estudio mineralógico de la fracción arcilla por difracción de rayos X y espectroscopía infrarroja. Anal. de Edaf. y Agrob., T XLIV, n°s 7-8, pp. 963-976.

RECIO, P. y GARCÍA GONZÁLEZ, M.T. (1985). Alfisoles de los Montes de Toledo IV. Perfil Ultic Palexeralf. Estudio mineralógico de la fracción arcilla por métodos térmicos de análisis. Determinaciones analíticas elementales. Anal. de Edaf. y Agrob., T XLIV, n°s 7-8, pp. 977-986.

RECIO, J.M., CORRAL y PANEQUE, G. (1986). Estudio de suelos en la comarca de Los Pedroches (Córdoba) I. Análisis de factores medioambientales y de sus relaciones con la fertilidad química de los suelos. Anal. de Edaf. y Agrob., T XLV, n°s 7-8, pp. 989-1012.

RECIO, P., GARCÍA GONZÁLEZ, M.T. y GARCÍA VICENTE, J. (1980). Características mineralógicas de la fracción arcilla en Entitsoles. Anal. de Edaf. y Agrob., T XXXIX, n°s 11-12, pp. 1941-1961.

RECIO, P., GARCÍA GONZÁLEZ, M.T. y GARCÍA VICENTE, J. (1981). Estudio de dos perfiles de la Sagra (Toledo). Anal. de Edaf. y Agrob., T XL, n°s 1-2, pp. 59-79.

RECIO, P., GARCÍA-GONZÁLEZ, M.T. y GARCÍA VICENTE, J. (1984). Mineralogía de la fracción arcilla de suelos rojos (sierra de los Yébenes, Toledo). I Congreso Nacional de la Ciencia del Suelos, T. II, pp. 981-994.

RECIO, P., GARCÍA GONZÁLEZ, M.T. y GARCÍA VICENTE, J. (1985). Alfisoles de los Montes de Toledo. I Perfil typic palexeralf. Estudio mineralógico de la fracción arcilla por difracción de rayos X y espectroscopía infrarroja. Anal. de Edaf. y Agrob., T XLIV, n°s 5-6, pp. 633-647.

RECIO, P., GARCÍA GONZÁLEZ, M.T. y GARCÍA VICENTE, J. (1985). Alfisoles de los Montes de Toledo. II. Perfil typic palexeralf. Estudio mineralógico de la fracción arcilla por métodos térmicos. Determinaciones analíticas elementales. Anal. de Edaf. y Agrob., T XLIV, n°s 5-6, pp. 649-661.

REVENGA CARBONELL, A. (1928). Contribución al estudio de la hidrografía de la Península Ibérica. Perfiles longitudinales de las primeras corrientes tributarias del río Guadalquivir. Bol. de la Real Soc. Geogr., T. LXVIII, pp. 7-15.

REVENGA CARBONELL, A. (1928). Contribución al estudio de la hidrografía de la Península Ibérica. Perfil longitudinal del río Guadiana menor. Bol. de la Real Soc. Geogr., T. LXVIII, pp. 129-141.

REVENGA CARBONELL, A. (1928). Contribución al estudio de la hidrografía de la Península Ibérica. Perfiles longitudinales de los ríos Jandulilla, Bedmar, Torres y Guadalbullón. Bol. de la Real Soc. Geogr., T. LXVIII, pp. 417-430.

REVENGA CARBONELL, A. (1933). Contribución al estudio de la Hidrografía de la Península Ibérica. Perfiles longitudinales del río Guadalimar y de sus principales afluentes. Bol. de la Real Soc. Geogr., T LXXIII, pp. 787-803.

REVENGA CARBONELL, A. (1940). Contribución al estudio de la hidrografía de la Península Ibérica. Perfiles longitudinales de los ríos Guadiel y del Rumblar. Estudios Geográficos, n 1, pp. 169-184.

REVENGA CARBONELL, A. (1941). Contribución al estudio de la hidrografía de la Península Ibérica. Perfiles longitudinales de los ríos Jándula y Yeguas. Estudios Geográficos, n 4 , pp. 467-512.

REVENGA CARBONELL, A. (1942). Contribución al estudio de la hidrografía de la Península Ibérica. Perfiles longitudinales de los ríos Arenoso, Guadalmellato y sus afluentes. Estudios Geográficos, n 8, pp. 597-625.

REVENGA CARBONELL, A. (1946). Contribución al estudio de la hidrografía de la Península Ibérica. Perfil longitudinal del río Guadalquivir. Bol. de la Real Soc. Geogr., T LXVII, pp. 325-340.

RIBEIRO, O. y FEIO (1950). Les dépôts de type "raña" an Portugal. C.R. Congr. Int. Géogr. Lisbonne. T II, pp. 152-159.

RÍOS, J.M. (1960). Indole y criterios de la ciencia geológica. Notas y Comunicaciones del Inst. Geol. y Min. de de Esp., N 58, pp. 3-100.

RIVAS MARTÍNEZ, S. (1983). Pisos bioclimáticos de España. Lazaroa, 5, pp. 33-43.

RIVAS MARTÍNEZ, S. (1987). Memoria del mapa de las series de vegetación de España a escala 1:400.000. ICONA, Madrid 268 págs.

RIVIERE, A. (1952). Expression analytique generale de la granulometrie des sediments meubles. Bull. Soc. Geol. Fr., 6 c II, pp. 155-167. París.

RODRÍGUEZ-PASCUAL, M.C. y MARTÍNEZ REYES, E. (1970). Espectros de absorción infrarroja de la fracción arcilla de sedimentos cuaternarios de la cuenca del Ebro. Anal. de Edaf. y Agrob., T XXIX, n°s 5-6, pp. 369-379.

RODRÍGUEZ RODRÍGUEZ, A., JIMÉNEZ MENDOZA, C.C. y TEJEDOR SALGUERO, M.L. (1988). Micromorfología de los suelos ferralíticos en las Isla Canarias. Anal. de Edaf. y Agrob., T XLVII, n°s 1-2, pp. 409-430.

ROQUERO, C. (1982). Observaciones sobre algunas dificultades en el empleo del sistema USDA- Soil Taxonomy. Anal. de Edaf. y Agrob., T XLI, n°s 9-10, pp. 1869-1886.

ROQUERO, C. y PORTA, J. (1981). Agenda de Campo para estudio del suelo. Univ. Politécnica de Madrid. Escuela Técnica Superior de Ingenieros Agrónomos. Cátedra de Edafología, 3ª ed.

ROSSO DE LUNA, I. (1965). La Geomorfometría o estudio matemático-estadístico del relieve en Geomorfología. Bol. de la Real Soc. Esp. de Hist. Nat., (Geol), T 63, n 4, pp. 267-287.

ROYO GÓMEZ, J. (1927). Geología y Paleontología del Terciario situado al Norte de Guadalajara. Bol. de la Real Soc. Esp. de Hist. Nat., t 27, N 3, pp. 120-133.

RUÍZ AMIL, A. (1985). Identificación de minerales interestratificados por el método de las transformadas de Fourier con sorción interlaminar de aminos. VII Reunión Soc. Esp. Arcillas. Madrid.

SAAVEDRA ALONSO, J. et al. (1974). Caracterización geoquímica de los granitos de Montánchez (Cáceres) y extremo oriental del batolito de los Pedroches (Córdoba). Bol. de la Real Soc. Esp. de Hist. Nat., (Geol.), pp. 173-190.

SÁNCHEZ, J.A., ARTES, F. y FRESNEDA, V.S. (1978). Prospecciones geoedafológicas mediante fotografías obtenidas desde satélites artificiales. Revista Las Ciencias, pp. 137-142.

SÁNCHEZ CAMAZANO, M., FORTEZA, J. y LORENZO, L.F. (1988). Occurrence of pyrophyllite in soils from Sierra de San Pedro (Cáceres, Spain). Clay Miner., 23, pp. 339-345.

SÁNCHEZ CAMAZANO, M., SÁNCHEZ MARTÍN, M.J. y VICENTE, M.A. (1988). Características de la fracción arcilla en los suelos de raña al Norte del Sistema Central. II Congreso Nacional de la Ciencia del suelo. Sociedad Española de la Ciencia del suelo. pp. 548-551.

SÁNCHEZ CELA, V. (1969). Consideraciones petrogenéticas sobre el Trias de la zona de Linares-Beas de Segura (Jaén). V XXV, pp. 249-255.

SÁNCHEZ CELA, V. (1971). Estudio geológico del Trias del borde prebético (Linares-Alcaraz). Estudios Geológicos, V XXVII, pp. 213-238.

SAN JOSÉ LANCHÁ, M.A. et al. (1974). Las series ordovícicas y preordovícicas del sector central de los Montes de Toledo. Bol. Geol. y Min., T LXXXV-I, pp. 21-31.

SANTIAGO CÁNOVAS, F.J. (1986). Estudio geomorfológico en torno a Valdevacas de Montejo. Tesina, 130 págs. Inédita. Madrid.

SANTOS-FRANCES, F. y LINARES GONZÁLEZ, J. (1976). Estudio geológico de un sector de la Sierra de Alcaraz (Albacete). Estudios Geológicos, V 32.

SANZ DONAIRE, J.J. (1978). Interpretación geomorfológica sobre datos del Landsat. Revista Las Ciencias, T 43, n 2, pp. 143-147.

SANZ DONAIRE, J.J. (1979). Acerca de los montes-isla españoles. Actas de la III Reunión Nal. del Grupo de Trabajo del Cuaternario, celebrada en Zaragoza. Inst. de Geografía Aplicada. C.S.I.C., pp. 187-198.

SANZ DONAIRE, J.J. (1979). Geomorfología del entorno de Madrid. Boletín de la Real Sociedad Geográfica, T CXV, n°s 1-12, pp. 53-83.

SANZ DONAIRE, J.J. (1979). Análisis comparativo de la morfometría de cantos de la raña y de otras formaciones detríticas de Somosierra (Sistema Central Español). Geographica, XXI-XXII, pp. 235-251.

SANZ DONAIRE, J.J. (1979). El corredor de Bejar. Inst. de Geografía Aplicada. C.S.I.C. Tomo I y II.

SANZ HERRAIZ, C. y ARENILLAS PARRA, M. (1981). Notas sobre la morfología de la Sierra de la Cabrera (Sistema Central). Anales de Geografía de la Universidad Complutense, n 1 , pp. 247-263.

SCHNEIDER, H.E. (1970). Problems of quartz grain morphology. Sedimentology, 14, pp. 325-335.

SCHRODER, E. (1948). Zona limítrofe del Guadarrama y las cadenas Hespéricas. Traducción de Máximo San Miguel de la Cámara. Publicaciones extranjeras sobre Geología de España. T IV, C.S.I.C. Patronato "Alfonso X el Sabio", Inst. Lucas Mallada de Invest. Geológicas, pp. 235-294.

SCHULTZ, L.G. (1964). Quantitative interpretation of mineralogical composition from X-ray and chemical data for the Pierre Shale U.S. Geol. Surv. Prof. Paper, 391-C, C1-C31.

SCHULTZ, L.G. (1964). Quantitative interpretation of mineralogical composition from X-ray and chemical data for the Pierre Shale. U.S. Geol. Surv. Prof. Paper, 391 págs.

SKOOG, D.A. y WEST, D.M. (1986). Análisis Instrumental. Traducción: Mario Calcagno. Nuevo editorial Interamericana, S.A. de C.V., México, D.F., 806 págs.

SOLÉ SABARÍS, L. (1938). Introducción a la Geología IV, Edit. Apolo, 305 pág., Barcelona.

SOLÉ SABARÍS, L. (1944). Ideas modernas acerca de la constitución geológica de España. Arbor, n 2, pp. 201-214.

SOLÉ SABARÍS, L. (1949). Evolución morfológica comparada de tres macizos hercinianos españoles. Comptes rendus du Congrès International de Geographie, Lisbonne, T II. Travaux des Sections II et III. Union Geographique Internationale, pp. 674-691.

SOLÉ SABARÍS, L. (1953). Terrazas cuaternarias deformadas de la cuenca del Ebro. Memorias de la Real Academia de Ciencias y Artes de Barcelona, n 7, V. XXXI.

SOLÉ SABARÍS, L. (1964). "Las rampas o glaciares de erosión de la Península Ibérica". Aportación Española al XX Congreso Geográfico Internacional, Barcelona, pp. 13-18.

SOLÉ SABARÍS, L. (1966). Sobre el concepto de Meseta Española y su descubrimiento. Homenaje al Excmo. Sr. D. Amado de Melón y Ruíz de Gordejuela. Inst. de Estudios Pirenaicos. Inst. Juan Sebastián Elcano. Zaragoza, págs. 15-45.

SOLÉ SABARÍS, L. (1978). La Meseta. M. Terán. Geografía General de España. Ed. Ariel, 549 pág. Barcelona.

SOLÉ SABARÍS, L. y LLOPIS LLADÓ, N. (1952). Geografía Física: el relieve. T I de la Geografía de España y Portugal, Barcelona, Montaner y Simón, 497 págs.

SORBY, H.C. (1880). On the structures and origin of noncalcareous stratified rocks. Quart. J. Geol. Soc. London, 36, pp. 46-92.

SOS BAYNAT, V. (1955). El problema estratigráfico tectónico de Pico Agudo (Villuercas). Bol. de la Real Soc. Esp. de Hist. Nat., T LIII, pp. 43-50.

SOS BAYNAT, V. (1955). Geología y morfología de las sierras de Las Villuercas (Cáceres). Estudios Geográficos, n 61, pp. 689-746 y n 64, pp. 327-372.

SOS BAYNAT, V. (1957). Observaciones sobre la formación y la edad de las rañas. Cursillos y Conferencias del Instituto Lucas Mallada, fasc IV, pp. 33-35.

SOS BAYNAT, V. (1958). La tectónica del puerto de Las Camellas (Cáceres) y la edad de las pizarras basales. Notas y Comunicaciones del Inst. Geol. y Min. de Esp., n 50, primer fasc., pp. 197-237.

SOUTENDAM, C.J.A. (1967). Some methods to study surface textures of sands grains. Sedimentology, 8, pp. 281-290.

SRODON, J. (1984). X-ray powder diffraction identification of illitic materials. Clays Clay Miner., 32, pp. 337-349.

SRODON, J. y EBERL, D.D. (1984). Illite: 495-544. En Micas (S.W. Bailey, ed.). Rev. Mineral, 13. Mineral Soc. Am., Washington D.C.

STIEGLITZ, R.D. (1969). Surface textures of quartz and heavy mineral grains from fresh water environments: application of scanning electron microscopy. Geol. Soc. America Bull., V. 80, pp. 2091-2093.

TARIN, G. (1879). Reseña física y geológica de la provincia de Badajoz. Bol. Com. del M. Geol. de España, T VI, pp. 389-412.

TELLO RIPA, B. (1984). Estudio geomorfológico de un sector de la cuenca del Tajo (tramo Albarreal de Tajo-Talavera de la Reina). Departamento de Petrología Sedimentaria. Facultad de C.C. Geológicas. Universidad Complutense de Madrid. 267 págs.

TERÁN, M. de (1955). Coloquio sobre morfología cuaternaria. Estudios Geográficos, n 61, pp. 839-853.

THOREZ, J. (1976). Practica lidentificaction of clay minerals. Ed. G. Lelotte Disson (Belgique). 90 págs.

- THOREZ, J. (1975). *Phyllosilicates and clay minerals*. Ed. G. Lelotte, Dison (Belgique), 579 págs.
- TOCAL SAINZ, L. (1983). *Exoscopía del cuarzo: su aplicación a la interpretación de medios actuales y subactuales*. Inédita, 208 págs.
- TORCAL SAINZ, L. (1989). *Los depósitos detríticos plioceno-pleistocenos del litoral del golfo de Cádiz: petrología, mineralogía de arcillas y exoscopía del cuarzo*. Tesis doctoral, inédita, 335 págs. Universidad Complutense de Madrid. Facultad de Ciencias Geológicas.
- TORCAL SAINZ, L. y TELLO RIPÀ, B. (1992). *Análisis de sedimentos con microscopio electrónico de barrido: exoscopía del cuarzo y sus aplicaciones a la Geomorfología*. Cuadernos Técnicos de la S.E.G., n 4, Geoforma Ediciones, Logroño, 31 págs.
- TORCAL, L., TELLO, B. y TORTOSA, E. (1985). *Aplicación de la microscopía electrónica de barrido (M.E.B.) al análisis de sedimentos recientes en ambientes fríos*. Cuad. Invest. Geograf., XI, pp. 181-191.
- TORCAL SAINZ, L., ZAZO CARDEÑA, C. y MARFÍL PÉREZ, R. (1984). *Estudio al M.E.B. de las texturas superficiales de los granos de cuarzo y su aplicación a la interpretación de medios actuales y subactuales*. Estudios Geológicos, 40, pp. 315-339.
- TORRENT, J. et al. (1983). *Naturaleza y utilidad de las relaciones suelo-relieve en una zona granodiorítica de la parte central del valle de Los Pedroches (Córdoba)*. Anal. de Edaf. y Agrob., T XLII, n°s 1-2, pp. 67-84.
- STRANDBERG, C.H. (1975). *Manual de fotografía aérea*. Ediciones Omega, S.A.
- TRASK, P.D. (1932). *Origin and environments of source sediments of petrolemi*. Gulf Publ.
- VAN DER MAREL, H.W. and BEUTELSPACHER, H. (1976). *Atlas of infrared spectroscopy of clay minerals and their admixtures*. Elsevier Pub. Co. Amsterdam.
- VAL, R.M., y IÑIGUEZ, J. (1981). *Suelos podsólicos y podsoles de la Sierra de Urbasa I. Morfología y datos analíticos*. Anal. de Edaf. y Agrob., T XL, n°s 3-4, pp.381-394.
- VAL, R.M. y IÑIGUEZ, J. (1981). *Suelos podsólicos y podsoles de la Sierra de Urbasa II. Mineralogía de arcillas, micromorfología y génesis*. Anal. de Edaf. y Agrob., T XL, n°s 3-4, pp. 395-409.
- VALDEAVELLANO Y ARCIMIS, C.G. (1960). *Geografía Física y Estadística*. Bol. de la Real Soc. Esp. de Hist. Nat., T LVIII, pp. 105-132.
- VAUDOUR, J. (1979). *La région de Madrid altérations, sols et paleosols*. Editions Ophrys, 390 págs.



VAUDOUR, J. y ASENSIO AMOR, I. (1972). Los depósitos periglaciares del río Navacerrada. Estudios Geológicos, v 28, pp. 77-87.

VEGAS, R. (1970). Formaciones precámbricas de la Sierra Morena occidental. Relación con las series anteordovícicas de Almadén, Don Benito y Cáceres. Estudios Geológicos, v XXVI, n 3, pp. 225-231.

VEGAS, R. (1971). Geología de la región comprendida entre la Sierra Morena occidental y las Sierras del N. de la provincia de Cáceres (Extremadura española). Bol. Geol. y Min., T LXXXII-III y IV, pp. 351-358.

VEGAS, R. (1971). Precisiones sobre el Cámbrico del Centro y S. de España. El problema de la existencia de Cámbrico en el Valle de Alcudia y en las Sierras de Cáceres y N. de Badajoz. Estudios Geológicos, v XXVII, pp. 419-425.

VEGAS, R. (1974). Las fallas de desgarre del SW de la Península Ibérica. Bol. Geol. y Min., T 85, n 2, pp. 153-156.

VEGAS, R. (1974). Repartición de las series anteordovícicas del SW de España. Bol. Geol. y Min., T LXXXV, n 2, pp. 157-170.

VIARD, J.P. y BREYER, J.A. (1979). Description and hydraulic interpretation of grain size cumulative curves from the Platte River system. Sedimentol, 26, pp. 427-439.

VICENTE, M.A., MOLINA, E. y ESPEJO, R. (1991). Clays in paleoweathering processes. Study of typical weathering profile in the hercynian basement in Montes de Toledo, Spain. Clay minerals, 26, pp. 81-90.

VIDAL BOX, C. (1942). La línea morfotectónica meridional de la Sierra de Guadarrama. Bol. de la Real Soc. Esp. de Hist. Nat., T XL, pp. 117-132.

VIDAL BOX, C. (1944). La edad de la superficie de erosión de Toledo y el problema de sus montes-islas. Revista Las Ciencias, T IX, pp. 82-111.

VIDAL BOX, C. (1949). Nuevas aportaciones al conocimiento geomorfológico de la Cordillera Central. Estudios Geográficos, n 30, pp. 5-52.

VILAS LÓPEZ, L. (1942). Composición química y condiciones de formación de las arcillas españolas. Anal. del Inst. Esp. de Edaf. Ec. y Fis. Veg., I, pp. 7-22, 24-37 y 39-42.

ZULUETA ARTALOYTIA, J.A. de (1977). La tierra de Cáceres. Estudio Geográfico I, 182 págs. Inst. Juan Sebastián Elcano. Depto. de Geografía.